

UNIVERSITE DU QUEBEC

THÈSE  
PRÉSENTÉE À  
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR  
CARLOS ORÉ SÁNCHEZ  
M.Sc.

GISEMENT DE PODEROSA (PÉROU) : UNE MINÉRALISATION AURIFÈRE  
FILONNIENNE DE FILIATION MAGMATIQUE

Août 2017

## Résumé

Le but principal de ce projet de doctorat était d'établir les processus métallogéniques à l'origine du gisement aurifère de Poderosa. Les minéralisations de type filonien à quartz et sulfures sont encaissées dans le batholite de Patáz (329 Ma). Elles sont distribuées sur une distance de 20 km latéralement et exposées verticalement sur 2,5 km. Le batholite de Patáz est un corps intrusif de forme allongée (>20 km) et composé de granodiorite, diorite et monzogranite au sein de la Cordillera Nord Orientale des Andes péruviennes. Selon la littérature, plusieurs événements magmatiques ont affecté la région depuis le Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque. Cependant, l'âge de la minéralisation est contraint par le recoupement de nombreux dykes post-carbonifères. L'origine des minéralisations demeure débattue entre un modèle orogénique ou de filiation intrusive.

La plupart des veines montrent une orientation NO-SE avec un pendage vers le NE, mais d'autres veines en proportion moindre ont une orientation approximative E-O et un pendage vers le nord. À l'échelle du district, l'épaisseur des veines varie entre quelques centimètres à plus de 6 m. Les portions les plus volumineuses et riches en Au définissent des vecteurs minéralisés. Les veines ont enregistré jusqu'à quatre générations de quartz avec des sulfures, et la proportion des sulfures varie de traces à 80%. La pyrite est le sulfure dominant avec en moindre proportion de la sphalérite, de la galène et de l'arsénopyrite. Deux types de pyrite ont été individualisés : la pyrite fine, qui est restreinte aux vecteurs minéralisés, et la pyrite grossière qui est de première phase de sulfures. Les autres minéraux tels que la chalcopryrite et les sulfosels sont présents en traces. L'or libre est commun et présent également sous forme d'électrum.

Les textures primaires des veines sont le produit de plusieurs événements d'ouverture - remplissage impliquant le mécanisme de fissure-colmatage (*crack-seal*), le remplissage d'espaces ouverts avec des textures drussiques (en dents de peigne), de brèches hydrothermales dans un régime fragile dominé par la pression de fluide. Les veines et leurs textures primaires sont affectées par une déformation tardive qui produit une texture laminée et une empreinte de déformation ductile particulièrement dans l'éponte supérieure des veines.

Dans les vecteurs minéralisés, l'abondance de sulfures est supérieure à 15%. Dans ces zones, il y a une relation directe entre l'abondance de sulfures et la teneur aurifère. Les observations microscopiques (n=839) ont permis de mettre en évidence que l'or libre se trouve à 86% dans les fractures et les porosités des pyrites. Les cartographies élémentaires de pyrites au Micro-XRF et à la

microsonde électronique montrent que les particules d'or libre se retrouvent sous la forme d'électrum (Au-Ag) et qu'il y a un enrichissement en arsenic à la bordure des cristaux de pyrite et le long des fractures dans la pyrite en association avec l'or. Les analyses au LA-ICP MS indiquent que cet enrichissement en arsenic atteint jusqu'à 2000 fois la valeur du bruit de fond des pyrites. Ces analyses ont aussi révélé la présence de micro-inclusions d'or « invisible » soit en substitution du réseau cristallin, soit sous la forme de nano-inclusions dans les zones riches et pauvres en arsenic. Basé sur le lien entre l'enrichissement en As et Au, un modèle de précipitation électrochimique est proposé pour expliquer la précipitation de l'or, aussi bien sous la forme libre qu'en nanoparticules. Ce modèle implique la modification des propriétés semi-conductrices de la pyrite (type p ou n) dû à l'enrichissement en arsenic.

L'étude isotopique de l'oxygène des cristaux de quartz ( $n=29$ ) de différentes veines à l'échelle du district a révélé des variations importantes de  $+10,31$  à  $16,53\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$ . Ces variations sont en lien avec l'altitude des veines : les veines des niveaux inférieurs ont les valeurs les plus faibles et inversement. Cet enrichissement des valeurs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  est aussi cohérent avec une diminution des températures des fluides hydrothermaux vers la surface. L'étude isotopique du soufre sur les pyrites des veines ( $n=31$ ) a révélé une plage de valeurs positives de  $+0,77$  à  $+4,40\text{‰}$ . Les pyrites fines, associées à la phase de minéralisation, ont des valeurs faibles ( $+0,77$  à  $+1,9\text{‰}$ ), très près des valeurs magmatiques ( $0\text{‰}$ ), alors que les pyrites grossières ont des valeurs plus élevées ( $+1,88$  à  $+4,4\text{‰}$ ). Une pyrite dans une aplite a livré une valeur ( $+3,8\text{‰}$ ) très similaire aux valeurs des pyrites grossières. Ces relations suggèrent que le soufre est dérivé des aplites (magma résiduel) pour les pyrites grossières (première phase) et que la phase de minéralisation, avec des valeurs isotopiques encore plus basses, dérivent également d'une source magmatique. D'autre part, les rapports isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  pour les paires sphalérite-galène donnent des températures isotopiques de  $265$  à  $365^\circ\text{C}$ .

Les études micro-thermométriques sur les inclusions fluides ( $n=130$ ) ont révélées des températures d'homogénéisation variant de  $140$  à  $340^\circ\text{C}$ . Les analyses par spectrométrie Raman et par spectrométrie de masse par sonde-solide indiquent que les fluides hydrothermaux associés à la phase principale de minéralisation sont essentiellement réducteurs, aqueux avec des traces de  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  et avec peu de  $\text{CO}_2$ , caractéristiques plutôt compatibles avec des fluides magmatiques.

Cette étude a permis de préciser les caractéristiques de la minéralisation de Poderosa. Celle-ci est à fort contenu de sulfures, riche en Ag, de source magmatique, formée à des températures inférieures à  $365^\circ\text{C}$ , dans un contexte

dominé par la pression des fluides alors que l'or est précipité par un processus électrochimique. Au final, la nouvelle interprétation est que Poderosa correspond à une minéralisation de filiation intrusive dans une zone transitionnelle.



## Resumen

El objetivo principal de esta tesis doctoral fue establecer los procesos metalogénéticos que dieron origen al yacimiento aurífero de Poderosa. La mineralización de tipo filoniana de cuarzo-sulfuros esta alojada en el Batolito de Pataz (329 Ma). Las vetas se distribuyen sobre una distancia lateral de 20 km y expuestos verticalmente sobre 2,5 km. El Batolito de Pataz es un cuerpo intrusivo de forma alargada (>20 km) y está compuesto de granodiorita, diorita y monzogranito emplazado en la Cordillera Nororiental de los Andes peruanos. De acuerdo con la literatura, varios eventos magmáticos han afectado a la región desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Sin embargo, la edad de la mineralización es restringida al seccionamiento que sufren las vetas por los numerosos diques post - carboníferos. El origen de la mineralización permanece en debate entre un modelo orogénico y uno de afiliación intrusiva.

La mayoría de las vetas muestran una dirección NW-SE con un buzamiento al NE. Sin embargo, otras vetas en menor proporción tienen una orientación cercana al O-E con inclinación hacia el norte. A nivel de distrito, el espesor de las vetas varía desde unos pocos centímetros hasta más de 6 m. Las porciones más voluminosas y ricos en Au definen los clavos mineralizados. Las vetas han registrado hasta cuatro generaciones de cuarzo con sulfuros, y la proporción de sulfuros varía de trazas a 80%. La pirita es el sulfuro dominante con menor proporción de esfalerita, galena y arsenopirita. Fueron individualizados dos tipos de pirita: pirita fina que su presencia se limita a los vectores mineralizados y pirita gruesa que corresponde a la primera fase. Otros minerales como la calcopirita y sulfosales están presentes en trazas. El oro libre es común y también se presenta como eléctrum.

Las texturas primarias de las vetas son el producto de múltiples eventos de abertura y relleno implicando el mecanismo de agrietamiento-sellado (*crack-seal*), el relleno de espacios abiertos con texturas drúsicas (de peine), de brechas hidrotermales en un régimen frágil dominado por la presión de fluido. Las vetas y sus texturas primarias son afectadas por una deformación tardía que produce la textura laminada y el rastro de deformación dúctil particularmente hacia la caja techo de las vetas.

En los vectores mineralizados, el porcentaje de sulfuro es más del 15%. En estas áreas, hay una relación directa entre el porcentaje de los sulfuros y el grado de contenido del oro. En las observaciones microscópicas (n=839), ha permitido de poner en evidencia que el oro libre se encuentran en un 86% en las fracturas y

las porosidades de las piritas. En las piritas, los mapas elementales producidos por el micro-XRF y la microsonda electrónica se observan que partículas de oro libre se encuentran en forma de eléctrum (Au-Ag) y hay un enriquecimiento de arsénico en los bordes de los cristales de las piritas y a lo largo de fracturas de las piritas donde están asociadas al oro libre. Los análisis con LA-ICP MS indican que este enriquecimiento de arsénico alcanza hasta 2000 veces el ruido de fondo de la pirita. Estos análisis también mostraron la presencia de micro-inclusiones de oro «invisible» o sea como una sustitución de la red cristalina, o en forma de nano-inclusiones en las zonas ricas y pobres de arsénico. Sobre la base de la relación entre el enriquecimiento de As y de Au, se propone un modelo de precipitación electroquímica para explicar la precipitación de oro, así como del oro libre y como de las nanopartículas. Este modelo consiste en la modificación de las propiedades semiconductores de las piritas (p o de tipo n) debido a enriquecimiento de arsénico.

El estudio isotópico del oxígeno en los cristales de cuarzo ( $n=29$ ) de las diferentes vetas a la escala del distrito revela variaciones significativas de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  +10,31 a +16,53‰. Estas variaciones están en relación con la ubicación en altitud de las vetas: las vetas en los niveles inferiores tienen valores bajos y viceversa. Este enriquecimiento de los valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  también es consistente con una disminución en la temperatura del fluido hidrotermal hacia la superficie. En las vetas, el estudio isotópico del azufre de las piritas ( $n=31$ ) reveló una serie positiva de +0,77 a +4,40‰. Las piritas finas, asociadas con la fase de mineralización tienen valores bajos (+0,77 a +1,9‰), muy cerca de los valores magmáticas (0‰), mientras que las piritas gruesas tienen valores más altos (+1,88 a +4,4‰). Una pirita en una aplita ha reportado un valor (+3,8‰) muy similar a los valores de la pirita gruesa. Estas relaciones indican que el azufre se deriva aplitas (magma residual) para la formación de la pirita gruesa (primera fase) y que la fase de mineralización, con valores isotópicos más bajos, también deriva de una fuente magmática. Por otra parte, las relaciones de isótopos  $\delta^{34}\text{S}$  de pares isotópicos Sph-Gn dan temperaturas isotópicas de 265 a 365°C.

Los estudios de micro-termometría de las inclusiones fluidas ( $n=130$ ) han revelado que ellas tienen temperaturas de homogeneización entre 140 y 340°C. Los análisis por espectroscopia de Ramán y por espectrometría de masas de sonda sólida indican que los fluidos hidrotermales asociados con la fase principal de la mineralización son esencialmente reductores, acuosa con restos de  $\text{CH}_4$  y  $\text{N}_2$  y con poco  $\text{CO}_2$ , una característica más compatible con los fluidos magmáticos.

Este estudio permite precisar las características de la mineralización del yacimiento Poderosa. Este tiene un alto contenido de sulfuros, rico en Ag, de origen magmático, formadas a temperaturas inferiores a 365°C, en un contexto

dominado por la presión del fluido y donde el oro se precipita por un proceso electroquímico. Al final, la nueva interpretación es que Poderosa corresponde a una mineralización de filiación intrusiva en una zona transicional.

## Remerciements

J'aimerais tout d'abord exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux et celles qui ont contribué, de près ou de loin, directement ou indirectement, à la réalisation de ce projet. À la direction de la Compagnie Minera Poderosa S.A. représentée par l'ingénieur Marcelo Santillana et à l'équipe de géologues dirigée par l'ingénieur Fausto Cueva.

Je remercie le Prof. Damien Gaboury, directeur de la thèse, pour sa patience, son suivi, ses conseils et le temps qu'il m'a consacré tout au long de la réalisation de la thèse. Je remercie le Prof. Réal Daigneault co-directeur pour ses nombreux et précieux conseils.

Aussi, je remercie tout le personnel des Sciences de la Terre de l'UQAC, professeurs, enseignants, secrétaires et techniciens.

À Nancy, je remercie toute l'équipe du UMR GEORESSOURCES pour m'avoir permis de réaliser l'étude des inclusions fluides. Des remerciements également au Prof. Alain Cheilletz et à sa femme Chantale pour m'avoir accueilli chez eux et pour avoir eu l'occasion de partager de si beaux moments.

J'adresse mes remerciements aussi à mes grands amis(es). J'ai eu le grand plaisir de partager avec eux de nombreuses idées, des connaissances, des préoccupations et surtout de bons et agréables moments. Merci à : Moussa Keita, Dilip Sarkar, Saleema Sarkar et ses filles, Carlos Mario Muñoz et Pamela Tremblay.

Mes remerciements finaux vont à mes parents Reynaldo et Lilia, à ma bien-aimée Karen, à ma fille Samy Jaylly, à mes fils Joaquim Carlos et Bruno, à mes frères Turix, Dalmer et à ma sœur Nelfa.

## Liste des abréviations

### Minéraux

Apy : Arsénopyrite

Bio : Biotite

Cbs : Carbonates

CHL : Chlorite

Cpy : Chalcopyrite

Gn : Galène

Po : Pyrrhotite

Py: Pyrte

Qz: Quartz

Ser: Séricite

Sf : Sulfures

Sph : Sphalerite

SFs : Sulfosels

### Roche

Di : Diorite

Gr : Granite

Mgr : Monzogranite

Hfls : Hornfels

Rc : Roche

### Unités de mesure

g/t : Gramme par tonne

Min : Minimum

Moy : Moyenne

Max : Maximum

cm: Centimètre

m : Mètre

km : Kilomètre

Ma : Million d'années

Moz : Million d'onces

ppm : Partie par million

T : Température

µm : Micromètre

% mol : Pourcentage molaire

°C : Degrés Celsius

### Méthode analytique

MEB : Microscope à balayage électronique

Micro-XRF : Micro-analyseur à fluorescence-X

LA ICP-MS : Ablation au laser spectromètre de masse à couplage inductif

## Tableau des matières

Résumé .....	ii
Resumen.....	v
Remerciements .....	viii
Liste des abréviations .....	ix
Tableau des matières .....	x
Liste des figures .....	xvi
Liste des tableaux .....	xxvi
 CHAPITRE I .....	 1
INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	1
Introduction .....	1
1.1 Problématique .....	2
1.1.1 Minéralisation aurifère filonienne .....	2
1.1.2 Caractéristiques reliées aux modèles de minéralisation aurifère .....	4
1.1.2.1 Caractéristiques de la minéralisation aurifère dans l'épizone.....	5
1.1.2.2 Caractéristiques de la minéralisation aurifère dans la mésozone et l'hypozone .....	7
1.1.3 La zonalité .....	11
1.1.3.1 Échelles de la zonalité .....	12
1.1.3.2 Typologie de la zonalité .....	12
1.1.4 Caractéristiques de la minéralisation aurifère associée au batholite de Pataz .....	14
1.1.5 Avantage du batholite de Pataz pour l'étude .....	17
1.2. Objectifs .....	18
1.3. Méthodologie .....	19
1.3.1 Sélection des sites d'étude et cartographie géologique .....	20
1.3.2 Échantillonnage .....	21
1.3.3 Traitement et préparation des échantillons .....	22
1.3.4 Analyses pétrographique et minéragraphique .....	22
1.3.5 Analyses minéralogiques et des éléments traces .....	23
1.3.6 Analyses des inclusions fluides .....	24

1.3.7 Analyses isotopiques.....	25
1.3.8 Intégration et synthèse des observations et résultats.....	26
 <b>CHAPITRE II</b> .....	34
<b>CONTEXTE GEOTECTONIQUE ET GEOLOGIE DU DISTRICT</b> .....	34
<b>Introduction</b> .....	34
<b>2.1 Etat des connaissances</b> .....	35
2.1.1 Caractéristiques générales.....	35
2.1.2 Cadre tectonique .....	37
<b>2.3 Minéralisation hercynienne</b> .....	40
<b>2.4 Évolution magmatique de la région</b> .....	42
<b>2.5 Géologie du district</b> .....	45
2.5.1 Unités sédimentaires et métamorphiques.....	45
2.5.2 Unités intrusives : les batholites de Patazde gollon-Callangate et de San Martín.....	47
<b>2.6 Caractéristiques structurales</b> .....	50
2.6.1 Structures régionales.....	51
2.6.2 Failles de décrochement NO-SE .....	52
2.6.3 Failles sécantes E-O (ONO-SSE).....	52
2.6.4 Failles complémentaires ENE-OSO .....	53
2.6.5 Relation avec les dykes .....	53
2.6.6 Synthèse structurale .....	54
<b>2.7 Discussion</b> .....	56
<b>2.8 Conclusions</b> .....	61
 <b>CHAPITRE III</b> .....	68
<b>CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET GÉOMÉTRIQUES</b> .....	68
<b>Introduction</b> .....	68
<b>3.1 Etat des connaissances sur la minéralisation à Poderosa-Pataz</b> .....	70
3.1.1 Généralités .....	70
3.1.1.1 Géométrie et organisation des veines.....	71

3.1.1.2 Relation avec les encaissants .....	75
3.1.1.3 Composition minérale des veines .....	77
3.1.1.4 Vecteurs minéralisés.....	77
3.1.1.5 Altération hydrothermale .....	78
3.2 Revue des caractéristiques de la minéralisation à Poderosa-Pataz.....	79
3.2.1 La distribution des veines à l'échelle du district.....	79
3.2.2 Revue de la paragenèse minérale.....	82
3.2.2.1 Gangue.....	83
3.2.2.2 Phases métalliques .....	85
3.2.3 Texture des filons.....	90
3.2.4 Caractéristiques des grains d'or.....	94
3.2.5 Synthèse de la paragenèse minérale.....	98
3.2.6 Vecteurs minéralisés.....	100
3.2.7 Ratio Au/Ag .....	101
3.3 Discussion.....	104
3.3.1 Attitude et distribution des veines.....	104
3.3.2 Caractéristiques minéralogiques et précipitation de l'or .....	106
3.3.2.1 Texture, fracturation et porosité .....	108
3.3.2.2 Association sulfures et or .....	110
3.3.3 Zonalité Au-Ag .....	112
3.4 Conclusions .....	114
 CHAPITRE IV .....	 142
GEOCHIMIE DES PYRITES ET PRECIPITATION DE L'OR.....	142
Introduction .....	142
4.1 Synthèse de la paragenèse minérale dans Poderosa-Pataz.....	144
4.2 Méthodologie .....	145
4.2.1 Cartographie élémentaire de la pyrite au Micro-XRF.....	147
4.2.2 Résultats de LA-ICP-MS .....	148
4.2.3 Résultats et cartographie élémentaire de la pyrite à la microsonde .....	151
4.3 Distribution de l'arsenic dans les vecteurs minéralisés .....	151



<b>4.4 Conclusion .....</b>	<b>159</b>
 <b>CHAPITRE V.....</b>	<b>177</b>
<b>ÉTUDE ISOTOPIQUE <math>^{34}\text{S}</math> ET <math>^{18}\text{O}</math> DU DISTRICT PODEROSA-PATAZ.....</b>	<b>177</b>
Introduction .....	177
5.1 Travaux précédents sur les isotopes .....	178
5.2 Échantillonnage .....	181
5.3 Méthodologie .....	182
5.4 Résultats .....	185
5.4.1 Isotopes de soufre .....	185
5.4.2 Isotopes d'oxygène.....	188
5.5 Discussion isotopes de $\delta^{34}\text{S}$ .....	190
5.6 Discussion isotopes de $^{18}\text{O}$ .....	197
5.7 Discussion sur la composition et la source du fluide hydrothermal.....	199
5.8 Conclusion .....	202
 <b>CHAPITRE VI .....</b>	<b>218</b>
<b>NATURE DES FLUIDES DANS LES VEINES DU DISTRICT AURIFÈRE PODEROSA-PATAZ .....</b>	<b>218</b>
Introduction .....	218
6.1 État des connaissances sur les inclusions fluides et les gisements aurifères ..	219
6.2 État des connaissances sur les inclusions fluides dans le district de Poderosa-Pataz .....	222
6.3 Méthodologie .....	223
6.4 Pétrographie et typologie des inclusions fluides .....	226
6.5 Microthermométrie .....	230
6.5.1 Température de fusion de la glace .....	231
6.5.2 Température de fusion du clathrate .....	232
6.5.3 Température d'homogénéisation.....	232
6.6 Spectrométrie Raman.....	234
6.7 Spectrométrie de masse par sonde-solide.....	237
6.8 Classification des inclusions fluides de la deuxième phase métallique (P2).....	238

<b>6.9 Géothermométrie des chlorites .....</b>	<b>238</b>
<b>6.10 Discussion.....</b>	<b>240</b>
6.10.1 Pression et température.....	241
6.10.2 Présence du méthane (CH <sub>4</sub> ) et du dioxyde de Carbone (CO <sub>2</sub> ) .....	243
6.10.3 La source des fluides de la phase minéralisatrice.....	247
<b>6.11 Conclusion .....</b>	<b>251</b>
 <b>CHAPITRE VII .....</b>	 <b>274</b>
<b>SYNTHÈSE, INTERPRÉTATION ET DISCUSSION : MODÈLE GÉNÉTIQUE.....</b>	<b>274</b>
<b>Introduction .....</b>	<b>274</b>
<b>7.1 Généralités .....</b>	<b>274</b>
7.1.1 Contexte Tectonique .....	275
7.1.2 Minéralisation.....	276
7.1.3 Organisation des veines.....	277
7.1.5 Isotopes <sup>34</sup> S et <sup>18</sup> O .....	282
7.1.6 Inclusions fluides .....	285
<b>7.2 Discussion.....</b>	<b>286</b>
7.2.1 La composante thermique.....	286
7.2.2 Composante structurale.....	287
7.2.3 Nature des fluides .....	289
7.2.3.1 Température des fluides hydrothermaux .....	290
7.2.3.2 Nature du liant pour l'or .....	290
7.2.3.3 Composition en volatiles des fluides .....	291
7.2.3.4 Salinité des fluides .....	292
7.2.3.5 Origine des fluides hydrothermaux .....	292
<b>7.3 Poderosa-Pataz : des filons aurifères de filiation intrusive .....</b>	<b>292</b>
<b>7.4 Conclusions .....</b>	<b>294</b>
 <b>Références .....</b>	 <b>299</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>326</b>
Annexe 3.1 Liste des échantillons macroscopiques pour les études mineragrafiques .....	327

<b>Annexe 4.1. Valeurs du standart ps-1 .....</b>	<b>329</b>
<b>Annexe 4.2. Limite de détection au LA-ICP MS .....</b>	<b>330</b>
<b>Annexe 4.3. Contenne des elements aux pyrites avec LA_ICPMS .....</b>	<b>331</b>
<b>Annexe 5.1. Table des échantillons pour des inclusions fluides. ....</b>	<b>345</b>
<b>Annexe 5.2. Microthermométrie. ....</b>	<b>346</b>
<b>Annexe 5.3. Données des presions après les temperatures de piegeage .....</b>	<b>354</b>

## Liste des figures

Figure 1. 1. Schéma du modèle Intrusion Related (filiation intrusive), illustrant la zonalité et la distribution verticale et latérale de la minéralisation, modifié de Lang et Baker (2001). ....	27
Figure 1. 2. Schéma du modèle géologique conceptuel 3D du système TAG (filiation intrusive) montrant l'emplacement de certains gisements aurifères importants dans la zone de toit des auréoles thermiques et les sommets des plutons granitiques, modifié de Wall (2005).....	28
Figure 1. 3. Schéma du modèle orogénique du continuum illustrant la zonalité et la distribution verticale de la minéralisation, modifié de Groves et al. (1998).....	29
Figure 1. 4. Schéma comparatif (non à l'échelle) des caractéristiques « low sulfidation, high sulfidation » et porphyres, modifié de Camprubi et al. (2003).....	30
Figure 1. 5. Carte géologique des districts de Poderosa-Pataz et Parcoy et localisation du projet (Source : Compañía Minera Poderosa S.A.).....	31
Figure 2. 1. Carte géologique du Précambrien et du Paléozoïque du territoire péruvien (noir). La ceinture plutonique du Paléozoïque est divisée selon le type de granitoïdes. Carte modifiée de Miskovic et al. (2009), Schaltegger et al. (2006) et Haeverlin (2002).....	63
Figure 2. 2. Carte géologique (du territoire péruvien, en noir) montrant la disposition des intrusions du Paléozoïque supérieur, la minéralisation du Paléozoïque et les linéaments entre les déflexions de Huancabamba et Abancay. Carte modifiée de Miskovic et al. (2009), Schaltegger et al. (2006), Haeverlin (2002) et Carlier et al. (1982). ...	64
Figure 3. 1. Localisation des mines aurifères dans le batholite de Pataz. ....	118

- Figure 3. 2. Orthophotographie du district aurifère Poderosa-Pataz, montrant en rouge la distribution des veines en surface et en blanc la bordure du batholite de Pataz..... 119
- Figure 3. 3. District aurifère Poderosa-Pataz : A) Distribution des principales veines considérées dans cette étude. B) Stéréogramme qui montre l'orientation générale des veines à partir des mesures de surface (données disponibles à la Société Minière Poderosa)..... 120
- Figure 3. 4. Distribution des veines à fort et à faible pendage connues au moment de l'étude..... 121
- Figure 3. 5. Coupe qui illustre l'attitude des veines à pendage fort et à pendage faible (secteur nord de la zone d'étude : une caractéristique générale connue au moment de cette étude)..... 122
- Figure 3. 6. Stéréogrammes de l'orientation des dykes d'andesite et d'aplite. Données obtenues de la cartographie géologique du district minier Poderosa..... 123
- Figure 3. 7. Photos montrant la composition générale des veines dans le district : A) veine Virginia, et B) veine Lola. .... 124
- Figure 3. 8. Section longitudinale qui montre la distribution des vecteurs minéralisés du nord au sud dans le district Poderosa-Pataz (Source : mine Poderosa). Le secteur NO est le plus connu et la section montre un alignement subvertical des vecteurs minéralisés dans les veines, La Lima, Glorita, Jimena et Glorita 2 (flèche blanche)..... 125
- Figure 3. 9. A) Nouvelle carte de la distribution des veines dans le district minier Poderosa-Pataz. En vert les données des nouvelles structures. B) Orientation générale des nouvelles structures. .... 126
- Figure 3. 10. Distribution des échantillons utilisés pour l'étude minéragraphique. .... 127

- Figure 3. 11. Quartz laiteux tardif qui recoupe une génération de pyrite massive et de quartz gris: A) veine Guadalupe, et B) veine Julie..... 128
- Figure 3. 12. Microphotographie des pyrites. A) Pyrite de la première phase métallique, pyrite de grande taille (Py-Ia) fracturée, ceinturée par de la pyrite de moyenne taille (Py-Ib). B) Pyrite avec évidences de lessivage concentrique, ceinturée par la pyrite recristallisée..... 129
- Figure 3. 13. Galène à grain fin et grossier : A) Reliée à la pyrite massive à grain fin. B) Reliée à la pyrite à grain grossier..... 130
- Figure 3. 14. Microphotographies qui montrent l'association de l'or avec la chalcopryrite. .... 131
- Figure 3. 15. Microphotographies et cartographies élémentaires. A) Microphotographie montrant des sulfosels (SFs) dans des plages de galène (Gn) entre des grains de pyrite (Py-IIb). B) Image en électrons rétrodiffusés. Le carré rouge localise la portion analysée à la microsonde sur l'image A. C-D) Cartographie élémentaire pour Cu et Ag à la microsonde faisant ressortir les inclusions de sulfosels. E-F) Microphotographie montrant des sulfosels (SFs) en association avec la galène (Gn) et l'or (Au). .... 132
- Figure 3. 16. Textures des veines. A) Texture de remplissage d'espaces ouverts et fissure-colmatage. B) Texture de pyrite massive, C) texture massive et de remplissage d'espaces ouverts, D) Texture massive et bréchique E-F) Texture laminée. Apy=Arsénopyrite, Gn=Galène, Qz=Quartz, Py=Pyrite et Sph=Sphalérite, Rc=Roche encaissante, RcS= fragment de roche englobée par les veines..... 133
- Figure 3. 17. Chalcopryrite dans la sphalérite. A) Sphalérite recoupée par une trainée d'inclusions de pyrite (jaune claire) le long d'une fracture, et tapissée de micro-inclusions de chalcopryrite (jaune foncé). B) Sphalérite tapissée de micro-inclusions de chalcopryrite (jaune foncé) produisant la texture « chalcopryrite disease »..... 134

- Figure 3. 18. Distribution des particules d'or associées aux différents minéraux. Apy=Arsénopyrite, Au=or, Cpy=chalcoppyrite, Gn=galène, Qz=quartz, Py=pyrite et Sph=Sphalérite..... 135
- Figure 3. 19. Histogrammes de l'association des grains d'or libre. A) DPY (dans la pyrite), DFRAC (dans fractures), DCONT (dans contacts), DQz (dans quartz), DSph (dans sphalérite), DApy (dans l'arsénopyrite), et DGn (dans la galène). B) Or dans la pyrite : BorPy (le long des bordures des pyrites), Py(Au) (dans la pyrite), Py(Py-Qz)(entre la pyrite et quartz), Py(Qz-Py) (dans pyrites associés au quartz), Py(Au-Apy) dans les pyrites associées à l'arsénopyrite, et Py(Apy(Au)) englobé par l'arsénopyrite dans la pyrite..... 136
- Figure 3. 20. Paragenèse minérale généralisée du district aurifère de Poderosa-Pataz..... 137
- Figure 3. 21. Carte thématique pour montrer la distribution anormale (en ppm) de l'Ag (n=5821)..... 138
- Figure 3. 22. Diagramme qui montre la relation Au avec Ag : Pour les bases teneurs aurifères l'argent est grandement supérieur à l'or. À teneurs élevés d'or, la relation Au/Ag est proche de 1 et dans certain cas, l'or est ..... 139
- Figure 3. 23. Flexure des clivages de la galène formée en réponse à la compression. Py= Pyrite, Gn= galène et Sph= sphalérite. Photo à lumière réfléchie..... 140
- Figure 3. 24. Diagramme Au versus Ag (n= 5944) pour classer les gisements en utilisant la méthode de Poulsen et al. (2000). Notez que les données du gisement Poderosa-Pataz chevauchent plusieurs champs. Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) et Porphyrique à cuivre (Porp\_Cu). .. 141
- Figure 4. 1. Carte et localisation des échantillons pour cette étude. .... 163

- Figure 4. 2. Profils analytiques au LA-ICP-MS, exprimant le nombre de compte (CPS) par seconde en fonction du temps (ms) pour des éléments sélectionnés. Les boîtes en gris foncé représentent le blanc (brut de fonds du spectromètre de masse avant la mise en marche du laser) alors que celles plus pâles représentent les plages de calculs des concentrations en ppm. .... 164
- Figure 4. 3. Cartographie élémentaire de l'As (bleu) et de l'Au (jaune) autour des plages d'or libre dans la pyrite..... 165
- Figure 4. 4. Cartographie élémentaire de l'As et de l'Au autour des plages d'or dans la pyrite et points d'analyses au LA-ICP-MS (Rouge : forte valeur As et vert faible valeur As)..... 166
- Figure 4. 5. Diagramme binaire logarithmique des concentrations en métaux analysées au LA-ICP-MS selon la position dans les zones riches et les zones pauvres en arsenic des pyrites. .... 167
- Figure 4. 6. Relation individualisée (par veines) des éléments dans les zones riches et zones pauvres en arsenic des pyrites analysées au LA-ICP-MS..... 168
- Figure 4. 7. Diagramme de la plage de composition en métaux (ligne) avec la moyenne (points carrés) pour les analyses au LA-ICP-MS. Les lignes épaisses grises représentent les inclusions d'or individualisées (gris : n=14) comparée aux valeurs dans les zones riches en As (ligne noire). Sauf pour Ag et Hg, les inclusions d'or ne sont pas significativement enrichies en d'autres éléments, indiquant que les inclusions sont composées d'électrum..... 169
- Figure 4. 8. Cartographie et analyses à la microsonde sur une pyrite préalablement cartographiée par Micro-XRF et analysée au LA-ICP-MS. Les valeurs sont présentées sous la forme de % As. .... 170
- Figure 4. 9. Analyses à la microsonde sur une pyrite préalablement cartographiée par Micro-XRF et analysée par LA-ICP-MS pour Au et Ag..... 171



- Figure 4. 10. Distribution de l'arsenic et de l'or (courbes) dans l'un des vecteurs minéralisés de la veine Jimena. .... 172
- Figure 4. 11. Relations Au/Pb et Au/Zn montrant une certaine corrélation positive. Cette corrélation est en accord avec une introduction de l'or à la fin de la phase métallique principale qui précipite la sphalérite et la galène. Données d'analyse des échantillons en forages aux diamants, source Poderosa. .... 173
- Figure 4. 12. Histogramme de la saturation d'Au et d'As pour les zones riche et pauvre en As des pyrites sur la base des données au LA-ICP-MS. L'indice de saturation est calculé à partir de la formule de Reich et al. (2005) comme suit:  $Au \text{ (ppm)} / (0,02 * As \text{ (ppm)} + 0,0004) * 100$ . ... 174
- Figure 4. 13. Schéma de la zonalité primaire de la pyrite et zonalité secondaire de la pyrite et leur relation avec l'or libre : A) Zonalité primaire en As produite pendant la croissance de la pyrite, (modifiée de Moller et Kersten, 1994). B) Zonalité secondaire par enrichissement tardif en As, modèle proposé pour le district de Poderosa-Pataz..... 175
- Figure 4. 14. Schéma de modèle conceptuel de filtre électrochimique pour le processus de précipitation de l'or pour le gisement de Poderos-Pataz. Ceci indépendant des autres facteurs. .... 176
- Figure 5. 1. Relation  $\delta^{34}S_{py}$  (étoile, valeur en ‰) et contenu métallique en or (isoteneurs Au ppm vue en plan horizontal). Sélection de cas basés sur la disponibilité des teneurs aurifères (Société Minière Poderosa S.A.). 210
- Figure 5. 2. Distribution des valeurs de  $\delta^{18}O_{Qz}$  sur la zone d'étude avec l'élévation (m) des échantillons. Pour une meilleure visualisation et description, la carte a été divisée en trois secteurs. .... 211
- Figure 5. 3. Schéma de la zonalité verticale en  $\delta^{18}O_{Qz}$  selon la position actuelle des veines. Notez l'augmentation des valeurs avec l'altitude (n=25) indiquée par la flèche jaune. Échantillons : en rouge = secteur nord, en bleu = secteur central et en vert = secteur sud..... 212

Figure 5. 4. Distribution des valeurs $^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$ ‰ SMOW du quartz provenant des dykes et des veines à Poderosa-Pataz. ....	213
Figure 5. 5. Distribution des valeurs $^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ ‰ CDT à Poderosa-Pataz. En rouge pour les veines et en vert pour un dyke tardif. Notez la valeur de la pyrite du dyke d'aplite qui est similaire à celle des veines.....	214
Figure 5. 6. Carte de la distribution des températures (paires isotopiques Gn-Sph) calculées selon l'équation de Li et Liu (2006).....	215
Figure 5. 7. Estimation des températures considérant un fractionnement isotopique idéal. La figure exprime une excellente partition à 300°C pour les 3 échantillons représentés.....	216
Figure 5. 8. Schéma modifié d'après O'Neil (1986) pour montrer la partition isotopique du $^{18}\text{O}$ en fonction de la température. La position verticale (élévation) des veines échantillonnées dans le district Poderosa-Pataz est donnée pour supporter le lien entre l'élévation et la température. Les axes des sections sont d'orientation O-E et disposés du nord vers le sud.....	217
Figure 6. 1. Carte de la géologie locale du district et distribution des échantillons. ....	256
Figure 6. 2. Exemple de la diversité et de l'abondance des inclusions fluides aqueuses biphasées dans le vecteur minéralisé de la veine María Rosa. Il faut noter que la phase gazeuse est autour de 20% (proportion de la bulle) pour cet exemple vu en lumière transmise. ....	257
Figure 6. 3. Inclusions fluides P1 déformées dans le quartz à l'intérieur d'un vecteur minéralisée vu en lumière transmise. ....	258
Figure 6. 4. Inclusions fluides triphasées contenant de cubes de sel dans les inclusions fluides. Échantillon de la veine Consuelo vu en lumière transmise.....	259

- Figure 6. 5. Morphologie des inclusions fluides de la deuxième phase minérale (Inclusions biphasées) ; vu en lumière transmise..... 260
- Figure 6. 6. Morphologie des inclusions fluides de la deuxième phase minérale dans la sphalérite vue en lumière transmise. .... 261
- Figure 6. 7. Morphologie des inclusions dans les carbonates (Carb). A) carbonate massif et B) carbonate en remplissage de veinule associé à la chlorite (zone d'or libre) vu en lumière transmise. .... 262
- Figure 6. 8. Diagrammes binaires de thermométrie pour les températures de fusion (Tf) de la glace et d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides. ... 263
- Figure 6. 9. Diagrammes binaires pour les températures de fusion de la glace (Tf) et d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides. .... 264
- Figure 6. 10. Diagrammes binaires pour les températures de fusion du clathrate (Tf) selon 47 déterminations sur des inclusions fluides. .... 265
- Figure 6. 11. Carte de la distribution des échantillons analysés par spectrométrie Raman et leur composition en gaz (sans H<sub>2</sub>O). Les résultats montrent, que pour les échantillons de la mine Consuelo, les bulles de gaz sont riches en CO<sub>2</sub>; à la veine Atahualpa, les gaz sont riches en N<sub>2</sub>, alors qu'à la mine Santa María et Papagayo, ils sont plutôt riches en CH<sub>4</sub>. Le H<sub>2</sub>S est pratiquement absent partout..... 266
- Figure 6. 12. Diagramme ternaire CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>, montrant la composition des gaz dans les inclusions fluides de la phase métallique. Résultats de la spectrométrie Raman. .... 267
- Figure 6. 13. Diagrammes binaires de (CH<sub>4</sub>/N<sub>2</sub>)/(CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>) pour la composition de gaz des inclusions fluides pour les veines Consuelo, María Rosa et Jimena..... 268

- Figure 6. 14. Inclusions aqueuses avec bulles de gaz riches à CH<sub>4</sub> et leur relation avec la sphalérite. a) inclusions à CH<sub>4</sub> dans le quartz, alignées avec la sphalérite, b) inclusions à CH<sub>4</sub> dans la sphalérite. .... 269
- Figure 6. 15. Composition des inclusions fluides des échantillons de la veine Consuelo, selon les analyses par spectrométrie de masse en fonction de la température de décrépitation (température de relâchement). Il faut noter que la composition est dominée par la présence d'eau et quelques traces de CO<sub>2</sub>. .... 270
- Figure 6. 16. Composition des inclusions fluides des échantillons de la veine Jimena et María Rosa, selon les analyses par spectrométrie de masse en fonction de la température de décrépitation (température de relâchement). Il faut noter que la composition est dominée par l'eau. .... 271
- Figure 6. 17. Diagrammes binaires de Th °C/Tf °C pour la composition de gaz des inclusions fluides, trois principaux types d'inclusions fluides de la phase métallique. .... 272
- Figure 6. 18. Diagramme binaire comparatif de la température d'homogénéisation sur la salinité (tiré et modifié de Wilkinson, 2001). P1 et P2 sont des résultats obtenues par Haeberlin et al. (1990), ainsi que par Schreiber et al. (1990), pour le cas de P3, dû à la présence de cubes de sel, les inclusions sont nécessairement de fortes salinités, comme celles documentées par Schreiber et al. (1990) au sud de la zone d'étude. Dans cette étude les calculs de salinité pour P2 est de faible à fort (carré rouge). .... 273
- Figure 7. 1. Schéma montrant : A) Formation des failles qui recoupent le Complexe de Maraón (C<sub>Ma</sub>), B) mise en place des intrusions (diorite (Di), granodiorite (Gr), monzogranite (Mgr) et dykes du batholite de Patáz contrôlée par failles anciennes. .... 296
- Figure 7. 2. Schéma montrant : A) Fracturation pré-minérale du batholite de Patáz, B) l'écoulement des fluides d'origine magmatique à l'échelle du district Poderosa-Pataz. Les zones d'intersection des plans de failles (nombre 1 encerclé) constituent les zones les plus perméables pour la migration

des fluides minéralisateurs. Les failles E-O sont liées aux veines à pendage modéré ( $> 56^\circ$ ). Les veines NO à pendage modérées ( $\approx 45^\circ$ ) sont représentées par V5, V6, V7, V8 et V9 alors que les veines à faible pendage ( $< 20^\circ$ ) sont représentées par V1, V2, V3 et V4. La plupart des vecteurs minéralisés (en rouge) est associé à l'intersection du plan des veines avec les failles E-O. Une zonalité verticale pour l'Ag, le  $Sb_{Pyl}$ , et le  $\delta^{18}O_{Qz}$  manifeste l'évolution verticale du fluide et la diminution de la température vers la paléo-surface. Pour la précipitation de l'or, l'enrichissement en arsenic des pyrites induit la précipitation électrochimique et ce mécanisme fonctionne comme un filtre électrochimique à l'échelle du district. .... 297

Figure 7. 3. Schéma montrant les principales caractéristiques du gisement Poderosa-Pataz qui est compatible aux gisements de filiation magmatique..... 298

## Liste des tableaux

Tableau 1. 1. Résumé des assemblages d'altération proximale (en majuscule les plus dominants), pour les quatre types dominants de lithologies encaissantes des filons d'or archéens dans le craton de Yilgarn, Australie, modifié de Cassidy et al. (1998). ....	32
Tableau 1. 2. Objectifs, tâches et équipement/appareillage .....	33
Tableau 2. 1. Principaux gisements péruviens du Paléozoïque. Or = Ordovicien, De = Dévonien, Si = Silurien, Car = Carbonifère, Per = Permien. ...	65
Tableau 2. 2. Résumé des âges publiés pour le batholite de Pataz. ....	66
Tableau 3.1. Caractéristiques des veines à faible pendage. ....	72
Tableau 3.2. Caractéristiques des veines à pendage modéré.....	72
Tableau 3.3. Caractéristiques des veines à pendage modéré et direction ONO-ESE (E-O).....	74
Tableau 3.4. Regroupement des veines selon leur attitude générale.....	82
Tableau 3.5. Contenu de sulfures et sulfates selon leur ordre d'abondance pour les différent veines et à différents niveaux d'élévation. ....	90
Tableau 3.6. Textures communes dans les veines. ....	91
Tableau 3. 7. Habitus de l'or et ses relations avec les sulfures .....	95
Tableau 3.8. Ratio comparatif Au /Ag pour les différentes veines selon leur position longitudinale. ....	102

Tableau 4. 1. Matrice de corrélation entre l'or et les éléments analysés par LA-ICP-MS dans les zones pauvres et riches en arsenic des pyrites. ....	162
Tableau 5.1. Valeurs $\delta^{34}\text{S}$ en ‰ des différents sulfures du district de Poderosa-Pataz. ....	205
Tableau 5.2. Valeurs $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ en ‰ pour les roches. ....	206
Tableau 5.3. Valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en ‰ de quartz de différentes veines du district aurifère de Poderosa-Pataz. ....	207
Tableau 5.4. Valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en ‰ (quartz) de différents dykes dans le district aurifère de Poderosa-Pataz. ....	209
Tableau 6. 1. Analyses par Spectrométrie Raman de la phase gazeuse normalisée à 100%. ....	253
Tableau 6. 2. Composition totale du fluide selon les analyses par Spectrométrie Raman pour les quelques inclusions de taille supérieure à 10 $\mu\text{m}$ et avec une phase gazeuse supérieure à 25%. ....	254
Tableau 6. 3. Températures thermométriques obtenues pour les chlorites en association avec l'or, dans la veine Jimena. ....	255

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION GÉNÉRALE

#### Introduction

Le présent projet de recherche vise à établir les processus et les contrôles de la minéralisation filonienne du district aurifère de Poderosa-Pataz au Pérou. Pour atteindre ce but, il faut comprendre l'évolution spatiale et temporelle d'un système hydrothermal de minéralisation aurifère. La zonalité des caractéristiques de la minéralisation représente l'empreinte digitale d'un gisement en regard des conditions physico-chimiques et des processus métallogéniques qui ont donné lieu à sa formation.

Le gisement de Poderosa-Pataz est un exemple de minéralisation aurifère filonienne encaissée dans une intrusion dioritique à granodioritique d'affinité calco-alcaline au sein d'un orogène paléozoïque de la Cordillère hercynienne qui constitue la base de la Cordillère Orientale des Andes. Il possède les caractéristiques d'un gisement épizonal (0-5 km) pouvant s'apparenter aux systèmes filoniens orogéniques superficiels et aussi aux systèmes de filiation intrusive (*Intrusion related*).



Le contexte andéen permet une exposition verticale unique d'un ensemble d'attributs des minéralisations qui expriment une zonalité au niveau de leur morphologie et des paragenèses métalliques. Le gisement de Poderosa-Pataz devient donc un site privilégié pour tester l'application de la zonalité dans la compréhension des mécanismes de formation des gisements aurifères.

## 1.1 Problématique

### 1.1.1 Minéralisation aurifère filonienne

Les gisements aurifères peuvent se former à différentes profondeurs crustales soit dans l'hypozone ( $> 12$  km), la mésozone (6 - 12 km) et l'épizone ( $< 6$  km) ([Groves et al., 1998](#)). La genèse des minéralisations aurifères filoniennes, particulièrement celles encaissées dans des intrusions, demeure un sujet de débat entre deux courants de pensée: 1) le modèle orogénique et 2) le modèle de filiation intrusive.

Les gisements aurifères orogéniques se situent majoritairement dans la mésozone bien que quelques représentants soient reconnus dans l'hypozone et dans l'épizone. Cette distribution est d'ailleurs à l'origine du continuum crustal mis de l'avant par [Groves et al. \(1998\)](#) pour les gisements orogéniques.

Dans le cas d'un gisement situé à la limite entre la mésozone et l'épizone, il devient difficile de discriminer les variables significatives pour déduire les processus de formation. Dans le modèle orogénique, l'évolution des fluides et les relations roches-fluides sont bien décrites au-dessous de l'épizone. Dans le

modèle de filiation intrusive, le type de minéralisation est différent selon la distance par rapport à la source magmatique ([Lang et Baker, 2001](#)). Cette distance s'exprime par des halos concentriques qui s'étendent latéralement jusqu'à 2 km. Enfin, pour les gisements de la trilogie épithermal-porphyrique, développés dans l'épizone, c'est la relation fluide-roche qui est en grande partie responsable des zonalités métalliques et des altérations ([Corbett, 2002](#) ; [Camprubi et al., 2003](#)).

Une difficulté importante réside dans la superposition de plusieurs critères utilisés pour distinguer entre minéralisation d'origines orogénique et de filiation intrusive ([Groves et al., 2003](#)). Cette distinction a une importance majeure pour l'exploration car le type de modèle génétique influencera la stratégie d'exploration. Ce projet de recherche attaque donc directement cette problématique de distinction, non pas en utilisant des caractéristiques absolues, mais en utilisant la zonalité des caractéristiques. L'hypothèse posée est que l'intrusion, si elle est génétiquement liée à la minéralisation, devrait contribuer à perturber le gradient géothermique et donc influencer la zonalité de ces caractéristiques. Le cas à l'étude présente une particularité unique, soit une exposition verticale exceptionnelle en raison de sa localisation dans les Andes péruviennes. De plus, il présente plusieurs styles de minéralisations aurifères en fonction de l'élévation, ce qui peut s'intégrer comme l'expression d'une zonalité verticale. Enfin, son origine est controversée. Les prochaines sections documentent les caractéristiques zonales des différents modèles aurifères pour bien cerner les distinctions et élaborer une méthodologie conséquente.

### 1.1.2 Caractéristiques reliées aux modèles de minéralisation aurifère

Initialement, la distribution de la minéralisation a été étudiée en fonction de la proximité des intrusions, telle que documentée initialement par: [De Launay \(1900\)](#), [Waller \(1902\)](#), [Spurr \(1907\)](#), [Lindgren \(1919\)](#), [Niggli \(1929\)](#), [Emmons \(1940\)](#), et [Schneiderhöhn \(1941\)](#). Aujourd'hui, les interrelations entre l'intrusion et la minéralisation sont intégrées dans un nouveau courant de pensée connu comme le Système *Intrusion Related* (IRGS : un des modèles de filiation intrusive, [figure 1.1](#)) proposé par [Lang et Baker \(2001\)](#), où la zonalité verticale diffère par les styles structuraux et la variation de la composition des fluides. La zonalité latérale se caractérise par la variation des métaux de base vers la périphérie, alors que la minéralisation plus riche en or est à proximité de l'intrusion. La faiblesse de ce modèle est que les observations ont été faites dans un nombre limité de gisements, et sur des gisements individuels intégrés dans ce modèle.

Un modèle similaire est le *Thermal Aureole Gold Systems* (TAG, [figure 1.2](#)) proposé par [Wall \(2005\)](#). Les fondements de ce modèle reposent sur l'évolution des fluides minéralisateurs engendrés par le magma et l'importance de l'auréole thermique induite.

D'autre part, le modèle du *Contium Crustal* ([Groves, 1993](#)) pour les gisements orogéniques aurifères ([Groves et al., 1998](#), [Goldfarb et al., 2001](#)), implique une division zonale verticale ([figure 1.3](#)). Les gisements possèdent des caractères structuraux propres, en plus d'une abondance d'éléments spécifiques comme Sb et Hg dans les niveaux supérieurs et Au-As dans des niveaux inférieurs

(Nesbitt *et al.*, 1986; Nesbitt et Muehlenbachs, 1989; Craw et Norris, 1991; Craw *et al.*, 1999; Bierlein et Crowe, 2000; Goldfarb *et al.*, 2001). Ce modèle a été développé dans les ceintures de roches vertes anciennes. Une zonalité similaire a été suggérée pour les orogènes plus récents comme celui du domaine de la Cordillère varisque (Bouchot *et al.*, 2000).

#### 1.1.2.1 Caractéristiques de la minéralisation aurifère dans l'épizone

Les formations minérales aurifères dans l'épizone (< 6 km) sont considérées comme des gîtes épithermaux. Entre la mésozone et l'épizone, il y a une formation dominante de gîtes aurifères porphyriques (en contexte d'extension selon, Goldfarb *et al.*, 2001). Les caractéristiques zonales de ces gîtes d'arcs magmatiques ont été très bien documentées par Corbett (2002).

Pour les gisements épithermaux, une première division zonale est faite par la minéralogie et les altérations hydrothermales. Cette zonalité est fonction du type de fluide impliqué, ou plus particulièrement de la dominance du type de fluide (figure 1.4). Ainsi en surface, le type neutre (*Low Sulfidation*) est formé par une contribution majeure de fluide météoritique alors que le type acide (*High Sulfidation*) est formé par des fluides magmatiques acides.

**Épithermaux neutres.** Le modèle de zonalité verticale dans les épithermaux neutres est bien connu. À la base, se trouvent les gîtes de types porphyriques et épithermaux Au+Cu acides. À ce niveau, les minéralisations de quartz-sulfures Au+Cu dans des veinules évoluent latéralement vers des gîtes

aurifères à métaux de base et carbonates et vers les épithermaux Au-Ag. Ces derniers sont fréquemment composés de tellures, sélénures, stibine, etc. Les gîtes de type Carlin de 0-4 km de profondeur (remplacement Au-Ag dans les roches sédimentaires), et les gisements épithermaux de veines Au-Ag à adulaire-séricite sont les plus documentés. Les gisements épithermaux neutres se forment à des profondeurs superficielles (<1 km). La zonalité verticale dans les gîtes épithermaux s'accompagne d'une variation de la composition des inclusions fluides vers la paléo-surface. Ces variations peuvent être développées sur moins de 50 m, tel que documentées pour le dépôt Apacheta (*low-sulfidation*) au sud du Pérou ([André-Mayer et al., 2002](#)).

**Épithermaux acides**. La minéralisation et la zonalité dans les gisements *High Sulfidation* s'expriment par des traits structuraux. Ils se présentent sous la forme de 1) brèches-cheminée ; 2) brèches phréatomagmatiques ; et 3) veines et disséminations d'Au-Ag. La zonalité de l'altération exprime la variation de l'acidité des fluides minéralisateurs (minéralisation acide-sulfate). La profondeur de formation est comprise entre 0 et 2 km.

**Porphyres aurifères**. Bien que les gîtes porphyriques puissent se former dans la mésozone, la majorité se forme à moins de 4 km (entre 1—2 km) de profondeur ([Corbett, 2002](#)). Latéralement, ils sont d'une grande étendue et la zonalité est exprimée par l'altération autour d'un corps intrusif central, soit des porphyres à Cu-Au ou Cu-Mo-Au. Les zonalités sont divisées en: 1) zone potassique (minéraux potassiques) ; 2) zone propylitique où le minéral dominant

est la chlorite ; 3) zone à séricite (mélange des fluides magmatiques et météoritiques) ; et 4) zone argileuse (vapeurs magmatiques ou nappes phréatiques). Un exemple de la zonalité métallique est documenté dans les gîtes porphyriques du Craton de Yilgarn (Australie). La relation Cu:Au augmente avec la profondeur et les relations Cu:Au et Ag:Au varient (positivement) selon la distance latérale du pluton source ([Duuring et al., 2007](#)). Dans des gîtes de remplacement, la relation Au:Ag décroît à mesure qu'on s'éloigne de la source centrale, telle que documentée par [Thompson \(1988\)](#) pour les districts de Leadville et London (Sherman-Type Mineralization), au Colorado, USA.

#### **1.1.2.2 Caractéristiques de la minéralisation aurifère dans la mésozone et l'hypozone**

La connaissance de la zonalité à ce niveau est restreinte à la géométrie des veines et aux métaux économiques. Les travaux les plus développés relatifs à cette zonalité se trouvent rattachés aux corps minéralisés plus qu'à la zonalité du système hydrothermal. Le travail de [Hui et al. \(1995\)](#) en regard de la zonalité des halos primaires pour plus d'une trentaine de gîtes aurifères en Chine et celui de [Harraz \(1995\)](#) dans la mine El Sid, Égypte, sont des exemples typiques de la zonalité associée aux filons aurifères.

Pour ce type de gîtes, selon les observations de [Groves et al. \(1998\)](#), les variations minéralogiques entre 1 à 2 km sont minimales. Quelques travaux ont

tenté de représenter la zonalité de gisements dans la mésozone (entre 6-12 km) et l'hypozone (>12 km). Voici les principales conclusions:

- [Cassidy et al. \(1998\)](#), à partir d'observations de minéralisations hydrothermales aurifères en Australie dans différentes lithologies, ont défini une zonalité verticale de l'altération ([tableau 1.1](#)).
- Une zonalité Au et Sb a été reconnue dans le secteur de Hillgrove en Australie par [Ashley et Craw \(2004\)](#). Sur les 900 m de profondeur de la mine, l'antimoine est présent seulement dans les premiers 300 à 500 m.
- Une zonalité similaire entre As et Sb est documentée à la mine Lapa au Québec, où l'antimoine est dans la portion sommitale du gisement ([Simard et al., 2013](#)).
- La relation de décroissance de pyrite versus pyrrhotite en fonction de la profondeur est reconnue à la mine McIntyre (Ontario) et Mt Charlotte (Kalgoorlie) par [Siems \(1997\)](#), et à la mine Sigma par [Robert et Brown \(1986\)](#).
- [Braux et al. \(1991\)](#) montrent des zonalités bien développées dans des gîtes aurifères au niveau local et du district dans le Varisque français. Ces zonalités sont représentées par les caractères structuraux et minéralogiques. Ils classent les filons selon leur origine, en étant hydrothermaux-métamorphiques et dans des zones de cisaillement. Les filons hydrothermaux-métamorphiques et ceux à l'intérieur des zones de cisaillement diffèrent de par leur contenu en As et Sb. Dépendamment

de la rhéologie des roches encaissantes, la géométrie et les caractères physico-chimiques des veines sont variés. La profondeur joue également un rôle important. Par exemple, dans les gîtes de Mokskro et Celina, la variation verticale des teneurs en or est évidente et développée de 300 à 400 m selon le pendage. Elle s'exprime par des teneurs en or élevées au sommet et de valeurs faibles à la base. Par contre, le comportement vertical des teneurs en W est l'inverse de celui de l'or.

Dans ces gîtes, la zonalité est dominée par les caractéristiques de l'altération hydrothermale. Cependant, il est démontré que l'un des paramètres principaux qui contrôlent l'altération est la composition des roches et que c'est un facteur limitant pour l'étude de l'hydrothermalisme. D'autre part, l'autre désavantage d'utiliser les altérations comme élément de zonalité d'une minéralisation hydrothermale, réside dans le fait que leur lien génétique avec la minéralisation est indirect. Ainsi, des phénomènes précoces et tardifs d'altération non reliés à la minéralisation ([McCuaig et Kerrich, 1998](#)), limitent l'utilisation des altérations comme outil d'étude des zonalités.

Un autre aspect, qui complique l'étude de la zonalité des gîtes de la mésozone et de l'hypozone, est le caractère structural. En effet, la grande majorité des gisements filoniens sont affectés par des réactivations après la formation des veines : celles-ci deviennent alors des plans de failles ([Groves et al., 2000](#); [Bierlein et al., 2006](#)). Cela a pour conséquence que les conditions actuelles d'observation ne correspondent pas à celles qui ont existé à l'époque de la minéralisation.



L'usage de la minéralogie possède également ses limitations en lien avec l'association de minéraux à certaines lithologies. Par exemple, il existe une spécificité pour la formation d'arsénopyrite dans des roches métasédimentaires et de pyrrhotite dans des roches ignées métamorphisées ([Groves et al. 1998](#)).

L'étude des inclusions fluides a mis en évidence qu'au sein d'un processus de minéralisation, il peut y avoir une variabilité de la profondeur pour chaque phase de minéralisation comme le reconnaissent [Vallance et al. \(2004\)](#) pour le dépôt aurifère de Saint-Yrieix. Pour ce cas, une première phase de minéralisation se produit dans la mésozone (quartz-sulfures), suivi par le dépôt de l'or lors du soulèvement dans l'épizone. Le même scénario est documenté pour les minéralisations aurifères dans le nord-ouest de la péninsule ibérique qui appartiennent à la chaîne hercynienne ([Boiron et al., 1996](#)).

Les changements des caractéristiques chimiques (comme par exemple la composition minérale) ou physiques (comme par exemple la texture) pour chaque zone sont exprimés par la zonalité. Comme la zonalité est l'image des conditions physico-chimiques qui ont été présentes et qui ont influencé la précipitation de l'or et d'autres minéraux, il est donc important de la caractériser afin de:

- déterminer la genèse d'un gisement et son potentiel économique ;
- diriger l'exploration à l'échelle d'un gisement ;
- préciser la position des vecteurs minéralisés (*ore shoots*) ;
- savoir quels étaient les contrôles physico-chimiques et structuraux permettant d'envisager des concepts de distribution minéralogique ;

- éclaircir les divergences qui existent entre les modèles aurifères filoniens ;
- permettre de définir et d'identifier les structures selon l'échelle qui pourraient être importantes pour la localisation de la minéralisation.

### **1.1.3 La zonalité**

Dans cette étude, on entend par zonalité les caractéristiques propres d'un gisement hydrothermal dans ses différentes extensions verticales et latérales. Ces caractéristiques sont exprimées par des changements à divers degrés: 1) de la minéralogie ; 2) du contenu métallique ; 3) des éléments traces ; 4) des proportions isotopiques ; et 5) de leurs rapports entre eux dans les conditions reliées à la formation du gisement.

L'étude de la zonalité ne comprendra pas seulement les caractéristiques chimiques de la structure minéralisée, mais aussi celles des halos primaires qui s'expriment en général par l'altération. Les caractéristiques texturales des veines (veines et veinules) ainsi que leur géométrie seront comprises dans l'analyse de la zonalité. Le développement de zonalité varie aussi en fonction de l'échelle et des caractéristiques du gisement. Ces deux points sont précisés ci-dessous.

### 1.1.3.1 Échelles de la zonalité

Les types de zonalité ont été classés ([Evans, 1988](#); [Smirnov, 1982](#)) selon l'échelle de la manifestation de la minéralisation en trois types: de la région, du district et au niveau de gisement.

- La zonalité régionale, associée aux ceintures, provinces métallogéniques ou aux environnements tectoniques de grande envergure, est définie en général par la prédominance d'éléments métalliques ou de métaux qui peuvent ou non appartenir à différents styles de minéralisation.
- La zonalité à l'échelle du district correspond aux variations des caractéristiques physiques et chimiques au niveau d'un gisement ou de plusieurs gisements.
- La zonalité à l'échelle du gisement correspond aux variations zonales observées au niveau d'une zone minéralisée dans un gisement, et ce, même à l'intérieur du filon.

### 1.1.3.2 Typologie de la zonalité

La zonalité des éléments métalliques est un des paramètres couramment employés pour définir la zonalité régionale. Elle est très importante du point de vue économique, car les gîtes aurifères peuvent se former à tous les niveaux de la croûte, en général de 0 à 15 km de profondeur ([Groves et al., 1998](#)).

La zonalité minérale est définie par les associations minéralogiques à l'intérieur d'un district ou des vecteurs minéralisés (*ore shoots*).

La zonalité des compositions d'inclusions fluides a été utilisée, avec succès, pour déterminer l'évolution thermique dans les gîtes épithermaux ([Andre-Meyer et al. 2002](#)). Par contre, il y est plus difficile de reconnaître ces relations thermiques dans les filons profonds, car elles sont reliées certes à la genèse ([Touray. 1987](#)), mais aussi au mélange et/ou à la superposition de fluides de composition et température différentes ([Duuring et al., 2007](#)).

Récemment, des études ont documenté la zonalité par le contenu des éléments traces et des Terres Rares au sein de minéraux à l'échelle des champs hydrothermaux ([Monecke et al., 2002](#)). Cependant, cette zonalité reste encore inconnue à l'échelle des gisements aurifères filoniens de la mésozone.

La zonalité structurale a été documentée depuis plus d'une cinquantaine d'années, comme le soulignent les études de [Billingsley et Locke \(1935\)](#), [Volfson et Yákovlev \(1982\)](#), [Sibson \(1989 et 1990\)](#). La littérature, qui concerne la géométrie et la texture des gisements filoniens, est très abondante ([Hodgson, 1989](#); [Sibson, 1989 et 1990](#); [Vearncombe, 1993](#); [Jébrak, 1997](#); [Gaboury et al., 2001](#)). Le comportement structural varie selon la profondeur et contrôle la migration et le piégeage des fluides. La zonalité structurale des gisements orogéniques d'or, par exemple à l'échelle crustale, est divisée en 3 zones: 1) en zone ductile ; 2) en zone transitionnelle ductile-fragile ; et 3) en zone fragile. Dans cette dernière, la géométrie des fractures est plus variée et inclut des brèches, stockwerks, des structures en queue-de-cheval et des structures en extension ([Colvine et al., 1988](#)). Dans la zone ductile, des veines d'extension sigmoïdes, des

veines obliques en cisaillement et des veines centrales de cisaillement (Hodgson, 1989) sont typiquement développées.

En général, la zonalité est latérale et/ou verticale. La première est contrôlée par la capacité d'écoulement des fluides selon les conditions physico-chimiques qui lui permettent de s'éloigner de la source. La deuxième, c'est l'évolution verticale des fluides en relation avec les caractéristiques des pressions lithostatiques/hydrostatiques. Cette relation par rapport à la pression contrôle les mécanismes qui permettent la migration des fluides. Lorsque la pression lithostatique est dominante, c'est la *faille-valve* (5 - 15 km de profondeur) et l'auto-régulation (2 - 5 km : Sibson, 1987 et 1990; Sibson et Scott, 1998; Gaboury et Daigneault, 2000) qui entrent en action. Lorsque les conditions hydrostatiques sont dominantes, c'est le mécanisme de pompe à suction (0 - 2 km) qui est opérant (Henderson *et al.*, 1990).

#### **1.1.4 Caractéristiques de la minéralisation aurifère associée au batholite de Pataz**

Cette section présente les caractéristiques générales de la minéralisation selon ce qui est documenté dans la littérature. Les chapitres suivants (II, III et IV) exposeront plus en détail le contexte géologique du gisement.

Les gîtes aurifères filoniens de la Province de Pataz sont inclus au sein de la chaîne de montagnes orientales des Andes péruviennes. Les travaux miniers

dans la région datent au moins depuis l'époque Inca et ont été continués jusqu'à maintenant ([Tarnawiecki, 1929](#); [Argüelles et Vidal, 1982](#)).

La région est occupée par les roches du Précambrien, par des roches sédimentaires marines et continentales du Paléozoïque et du Mésozoïque, ainsi que par des roches volcaniques du Cénozoïque. Le batholite de Pataz est le corps intrusif le plus important de la région ([figure 1.5](#)). Il est composé des séries de diorite-tonalite à granodiorite-monzogranite du Carbonifère. Il est recoupé par une série de dykes acides (aplites), basiques (lamprophyres) et couvert de laves plus tardives (andésitiques).

Les familles de veines aurifères exploitées se trouvent à la bordure occidentale du batholite de Pataz, et forment un système de direction NNO-SSE et de pendage général vers l'est. Néanmoins, il y a des veines minéralisées dans les roches du socle à la base du batholite et au sommet de l'intrusion. L'origine de la minéralisation a été documentée dans la littérature scientifique internationale: 1) par [Smirnov \(1982\)](#) comme étant hydrothermale plutogénique (sous-classe de Sulfure) ; 2) comme résultant d'une source mixte (intrusive-métamorphique) par [Schreiber \(1989\)](#), [Sillitoe et Thompson \(1998\)](#), [Schreiber et al. \(1990\)](#), et [MacFarlane et al. \(1999\)](#) ; 3) comme atypique par rapport au type orogénique par [Goldfarb et al. \(2001\)](#) ; 4) classée à l'intérieur du modèle orogénique par [Haeberlin \(2002\)](#); [Haeberlin et al. \(2004\)](#) ; et 5) de source magmatique par [Witt et al. \(2016\)](#).

La paragenèse minérale des filons a été divisée en trois assemblages correspondant à trois étapes ([Miranda, 1983 et 1987](#); [Schreiber, 1989](#); [Schreiber](#)

*et al.*, 1990; Rivera, 1992; Haeberlin *et al.*, 2004; Lavoie, 2008), soit: 1) quartz laiteux, pyrite grossière et arsénopyrite ; 2) quartz gris à grain fin, sphalérite avec exsolutions de chalcopryrite et pyrrhotite, de galène avec inclusions de sulfosels et antimoine, électrum, or natif et pyrite ; et 3) formation tardive de quartz. L'association métallique est: Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn,  $\pm$ Cu,  $\pm$ Sb,  $\pm$ Bi,  $\pm$ Te,  $\pm$ W (Haerberlin *et al.*, 2004).

Une première datation pour la minéralisation, effectuée par Vidal *et al.* (1995) sur des muscovites avec la méthode K-Ar, a donné un âge de  $286 \pm 6,4$  Ma. Haerberlin *et al.* (2004) ont obtenu des âges entre 314 et 312 Ma par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , également sur des muscovites hydrothermales. Plus récemment, Szappanosne-Vago *et al.* (2010), par la méthode Re-Os sur molybdénite, ont produit un âge de  $331,9 \pm 1,7$  Ma.

Au niveau de la comparaison des minéralisations dans le batholite de Pataz, entre la zone nord (district de Pataz) et la zone sud (district de Parcoy), on observe les différences suivantes:

- la sphalérite présente des teneurs élevées de FeS (7—13% mol) au sud du batholite (Schreiber, 1989) par rapport à celles au nord (1—3% mol) ;
- l'altération hydrothermale, au nord, est plutôt à sérécite tandis que celle au sud est à chlorite (Schreiber *et al.*, 1990).

D'autre part, des veines argentifères, constituées de quartz, pyrite, galène, limonite, azurite, malachite, barytine et carbonates, se trouvent dans les roches volcaniques du Lavasen. Cette formation volcanique repose en discordance sur le

batholite de Pataz et son âge demeure indéterminé (Miocène pour [Wilson et Reyes, 1964](#) et [Schreiber 1989](#), et Mississippien pour [Carrasco et al., 2006](#)). L'attitude générale de ces veines est NO avec un pendage vers l'est et elles sont de faible puissance ([Schreiber, 1989](#)). Selon [Angeles \(1994\)](#), cette minéralisation fait partie d'un système épithermal neutre (*low sulfidation*).

### **1.1.5 Avantage du batholite de Pataz pour l'étude**

Le projet de recherche porte sur le gisement de Poderosa qui se trouve dans le segment nord du batholite de Pataz ([figure 1.5](#)) de direction NNO. À l'ouest, le batholite est limité par 1) des roches métamorphiques du Complexe de Marañón ; 2) des métavolcanites de la Formation de Vijus ; et 3) des shales de la Formation de Contaya ([figure 1.5](#)). À l'est, le batholite est recouvert par les roches volcaniques du Lavasen.

Les avantages que le gisement aurifère de Poderosa offre pour l'étude de la zonalité verticale comme moyen de préciser son origine, sont:

- l'intrusion de Pataz est l'encaissant dominant dans la région avec une composition relativement homogène, et à Poderosa, l'exposition en épaisseur du batholite est la plus grande;
- des structures filoniennes aurifères avec des caractéristiques particulières pour chaque niveau, se trouvent à la base et au sommet du batholite, ainsi que dans les roches pré-intrusives;



- la réactivation tectonique le long des plans des filons est limitée à l'éponte supérieure, et les filons conservent en général leur position d'emplacement et leur texture primaire, n'étant seulement affectés que par des grands déplacements le long des failles sécantes (Schreiber, 1989; Rivera, 1992; Haeberlin *et al.*, 2004; Lavoie, 2008);
- les travaux souterrains dépassent les 1 km verticalement et plus de 2 km latéralement.

Ces particularités font de ce secteur, un laboratoire idéal pour faire des analyses et des observations qui permettront de comprendre l'évolution spatio-temporelle d'un système hydrothermal majeur.

## 1.2. Objectifs

Le but principal du projet de recherche est d'établir les processus à l'origine de la minéralisation filonienne au gisement aurifère de Poderosa dans le district de Poderosa-Pataz.

Pour atteindre ce but, il est nécessaire de reconnaître l'évolution des processus hydrothermaux en documentant la zonalité verticale. Cette zonalité devrait traduire les conditions qui ont contrôlé la migration et le piégeage des fluides hydrothermaux aurifères. Pour atteindre ce but, il convient de formuler les objectifs spécifiques suivants:

1. déterminer les caractéristiques compositionnelles des minéraux dans les filons et leurs distributions ;

2. reconnaître l'origine et la nature des fluides qui interviennent dans la minéralisation ;
3. définir le cadre tectonique, les traits et les contrôles structuraux qui permettent la migration, la direction et le piégeage des fluides.

### **1.3. Méthodologie**

Le **tableau 1.2** résume les tâches qui ont été réalisées conformément aux objectifs énoncés. La méthodologie visait à établir plusieurs caractéristiques propres à la minéralisation, entre autres les teneurs en or, la température, la composition et l'origine des fluides, et d'intégrer ces caractéristiques pour établir une zonalité éventuelle. L'étude a donc été réalisée sur une collection d'échantillons sélectionnés et représentatifs des différents styles et des différents niveaux d'élévations de la minéralisation.

Une compilation de l'information géologique disponible pour synthétiser les connaissances existantes sur la problématique, et particulièrement pour la minéralisation dans la région étudiée, a été réalisée. Les travaux ont été divisés en deux parties : travaux de terrain et travaux de laboratoire. Les travaux de terrain ont consisté :

- en la sélection des sites d'étude ;
- en la cartographie exécutée à travers les veines et les failles ;
- en la description détaillée accompagnée d'échantillonnage.

Les travaux de laboratoire ont inclus les activités suivantes :

- le traitement et la préparation des échantillons pour les analyses géochimiques et les observations microscopiques ;
- des études minéralogiques et de la composition des minéraux avec la microsonde électronique, au MEB, au micro-XRF et au LA-ICP-MS ;
- l'analyse des inclusions fluides (thermométrie et compositionnelle) ;
- des études isotopiques (O et S) sur des minéraux purs.

### **1.3.1 Sélection des sites d'étude et cartographie géologique**

La reconnaissance de terrain consistait à lever les caractéristiques générales et particulières des structures qui sont directement ou indirectement reliées aux filons. Les observations ont été faites en surface et à l'intérieur de la mine. Cette première reconnaissance ainsi que l'information sur la géologie locale et régionale ont guidé la sélection des sites stratégiques de cartographie détaillée et la collecte d'échantillons. Le but de la cartographie géologique détaillée était de connaître le contexte géologique du gisement de Poderosa. Elle a été réalisée à des échelles adéquates (1:5000 régionale, 1:1000 locale et 1:100 au 1:50 au niveau de la veine) en fonction des objectifs ciblés qui sont décrits ci-dessous.

La cartographie de la propriété minière au 1:5000 avait pour but : 1) de reconnaître le contexte géologique du gisement ; 2) d'analyser les relations et les distributions spatiales des structures filoniennes, des failles, des corps intrusifs et de leurs encaissants ; et 3) de déterminer les variations lithologiques et l'étendue longitudinale des structures.

La cartographie à l'échelle de 1:1000 a été réalisée à l'aide des galeries souterraines accessibles avec l'objectif d'établir: 1) les variations lithologiques ; 2) les types d'altération ; 3) l'étendue de l'altération ; 4) le degré de déformation de la roche ; 5) la géométrie des veines ; 6) les textures ; 7) la distribution de la minéralisation ; 8) les types de structures de déformation ; et 9) déterminer les chronologies relatives des événements.

La cartographie de détail à l'échelle de 1:100 ou 1:50, selon le cas, a été réalisée sur les différents sites sélectionnés de zones minéralisées de la mine Poderosa, avec pour objectif de préciser ponctuellement les caractéristiques identifiées au 1:1000 (p.ex. la texture minérale).

Ces observations ont permis de valider et de vérifier l'information géologique qui appartient à la mine Poderosa, et d'élaborer des sections longitudinales, transversales et des modèles en 3D (Logiciels Vulcan et Leapfrog).

### **1.3.2 Échantillonnage**

Une centaine d'échantillons orientés et accompagnés d'une description macroscopique détaillée a été collectée dans les filons en affleurements de surface (4 100 m d'altitude) et dans les accès souterrains profonds (1 450 m d'altitude). Le but de cet échantillonnage était: 1) d'étudier les relations microstructurales des veines avec leurs encaissants ; 2) de faire les analyses minéragraphiques et minéralogiques ; 3) de faire les analyses isotopiques de  $^{34}\text{S}$  et  $^{18}\text{O}$  ; 4) de faire des analyses ponctuelles sur la composition de la pyrite ; et 5) de caractériser les

inclusions fluides. Les plus représentatifs ont été choisis pour les analyses géochimiques.

Un nombre égal d'échantillons spécifiques a été collecté dans les filons de quartz stérile et dans les zones à sulfures pour l'analyse des éléments en traces, et des isotopes au besoin. Une trentaine d'échantillons de la roche encaissante fraîche et altérée a été collectée pour des observations pétrographiques.

### **1.3.3 Traitement et préparation des échantillons**

Dans cette étape, des lames minces ont été préparées pour chacun des échantillons et des sections polies pour les échantillons riches en sulfures.

Les lames minces standards et polies ont été produites par la section de pétrographie à la mine Poderosa (Pérou). Les sections polies double-face pour l'étude des inclusions fluides ont été préparées au Québec par l'Atelier de pétrographie du Saguenay.

### **1.3.4 Analyses pétrographique et minéralogique**

L'étude pétrographique et minéralogique a été réalisée au microscope en lumière transmise et en lumière réfléchie dans le but de déterminer: 1) la minéralogie et la zonalité minérale ; 2) la texture ; 3) la paragenèse minérale ; 4) les minéraux d'altération hydrothermale ; 5) les caractéristiques microstructurales ; et 6) la séquence plus précise de la formation des veines. Les études

péetrographiques et minéragraphiques constituent le support des analyses lithogéochimiques qui permettent de caractériser la lithologie et ses relations avec le milieu.

Il convient de souligner que les analyses lithogéochimiques visaient à définir les caractéristiques chimiques des roches intrusives et des roches métamorphiques à la base et au sommet de l'intrusion. À ce jour, une quantité considérable de données géochimiques existent pour le batholite de Pataz. Elles ont été obtenues par [Schreiber \(1989\)](#), [Haeberlin \*et al.\* \(2004\)](#), [Oré Sanchez \(2006\)](#), et [Miskovick \*et al.\* \(2009\)](#). Nos analyses ont donc été réalisées pour adresser des problèmes particuliers.

### **1.3.5 Analyses minéralogiques et des éléments traces**

L'étude minéralogique est fondamentale pour caractériser les veines, la paragenèse minérale et la zonalité éventuelle dans les sulfures. Ces observations ont été complétées par l'analyse de la composition des sulfures en éléments majeurs et en traces et celle de la chlorite. Les analyses chimiques de cette étape ont été réalisées en grande partie par LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*), au laboratoire de géochimie de l'UQAC. La cartographie des sulfures a été effectuée initialement avec le micro-XRF (UQAC) pour déterminer la distribution de l'or. Les analyses quantitatives et la cartographie élémentaire à la Microsonde électronique à l'Université Laval (Québec) ont aussi été appliquées sur les pyrites. Des analyses de chlorite à la

Microsonde (Université Henry Pointcaré, France) ont aussi été réalisées pour déterminer leur composition et pour l'étude de géothermométrie selon les méthodes de [Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#), [Cathelineau \(1988\)](#) et [Jowett \(1991\)](#).

Ces études ont permis de mieux comprendre les caractéristiques zonales des pyrites et leurs influences thermoélectriques ([Craig et al., 1998](#); [Abraitis et al., 2004](#)) pour la précipitation de l'or. La zonalité des éléments traces dans la pyrite avait déjà été proposée comme un mécanisme pour expliquer la précipitation électrochimique de l'or ([Belcher et al., 2004](#)). Mais dans ces cas, les zonalités étaient primaires, formées en réponse aux variations de la composition des fluides minéralisateurs lors de la croissance des pyrites.

### **1.3.6 Analyses des inclusions fluides**

L'étude des inclusions fluides avait pour but d'identifier: 1) le type de fluide et sa composition ; 2) la profondeur de piégeage ; 3) la salinité ; et 4) la température d'homogénéisation. Pour déterminer la composition des inclusions fluides, un spectromètre de masse moléculaire à effet Raman (Université Henry Pointcaré, France) a été utilisé. Parallèlement, des analyses par spectrométrie de masse à sonde-solide (LAMEQ : UQAC) ont aussi été réalisées pour obtenir un spectre de la composition des fluides selon la méthode de [Gaboury et al. \(2008\)](#) et [Gaboury \(2013\)](#).

La taille et l'orientation des inclusions fluides peuvent être utilisées pour interpréter la profondeur du piégeage ([Roedder, 1984](#); [Touray, 1987](#); [Wilkinson,](#)

2001). Cette méthodologie a été utilisée pour interpréter les relations structurales qui ont prévalu pendant le processus de minéralisation. Parallèlement, la relation salinité et température d'homogénéisation a aussi été utilisée pour déterminer une zonalité. En effet, cette relation a été utilisée pour mettre en évidence une zonalité dans les gisements Zn-Pb de type « Irlande » (Everett *et al.*, 1999). Ces deux paramètres décroissent en fonction de l'éloignement de la source. Vers le mur (encaissant de la minéralisation), la température d'homogénéisation décroît et la salinité augmente en général.

### 1.3.7 Analyses isotopiques

L'étude des isotopes stables d'oxygène et d'hydrogène a pour but d'interpréter l'origine des fluides (eau). Les données ont été générées sur des minéraux purs par les laboratoires de géochimie isotopique de l'Université Laval et celui de Queen's. La référence était établie en ‰ SMOW et la procédure est décrite au chapitre V. Pour le gisement de Poderosa, ce type d'analyse avait déjà été réalisé en partie sur les veines dans le batholite par Schreiber (1989) et Haeberlin *et al.* (2002) avec des valeurs de:  $\delta D$  de -60 à -90 ‰ et  $\delta^{18}O$  de 7,3 à 14,2 ‰ SMOW. Sur cette base, Schreiber (1989) a proposé que les fluides primaires soient d'origine magmatique. Dans cette étude, les analyses ont porté sur des filons provenant de tous les niveaux de la minéralisation.

L'étude de ces isotopes a permis, en plus de vérifier l'hypothèse de l'existence de zonalité isotopique en raison du mélange de fluides ou par



l'interaction avec l'encaissant, de documenter une deuxième phase de minéralisation qui elle, est associée à la précipitation de l'or (Schreiber, 1989 et 1990; Haeberlin *et al.*, 2002).

Les isotopes de S ont été employés pour interpréter l'origine des sulfures, pour calculer des températures d'équilibre (géothermomètre) et pour tenter de déterminer des variations spatiales. Ils ont été analysés sur des concentrés purs au Laboratoire C.C. Hatch de l'Université d'Ottawa. La référence est celle du CDT en ‰ et la procédure est décrite au chapitre V.

### **1.3.8 Intégration et synthèse des observations et résultats**

Les observations et les résultats de ce travail ont été intégrés avec les données des études précédentes. Le logiciel ArcGis a été utilisé pour élaborer les cartes thématiques, alors que Georient et Grapher 3 ont été utilisés pour élaborer les divers diagrammes structuraux et géochimiques. Les divers traitements pour atteindre les objectifs proposés ont permis d'établir le modèle de mise en place de la minéralisation et de comprendre l'évolution du système hydrothermal.

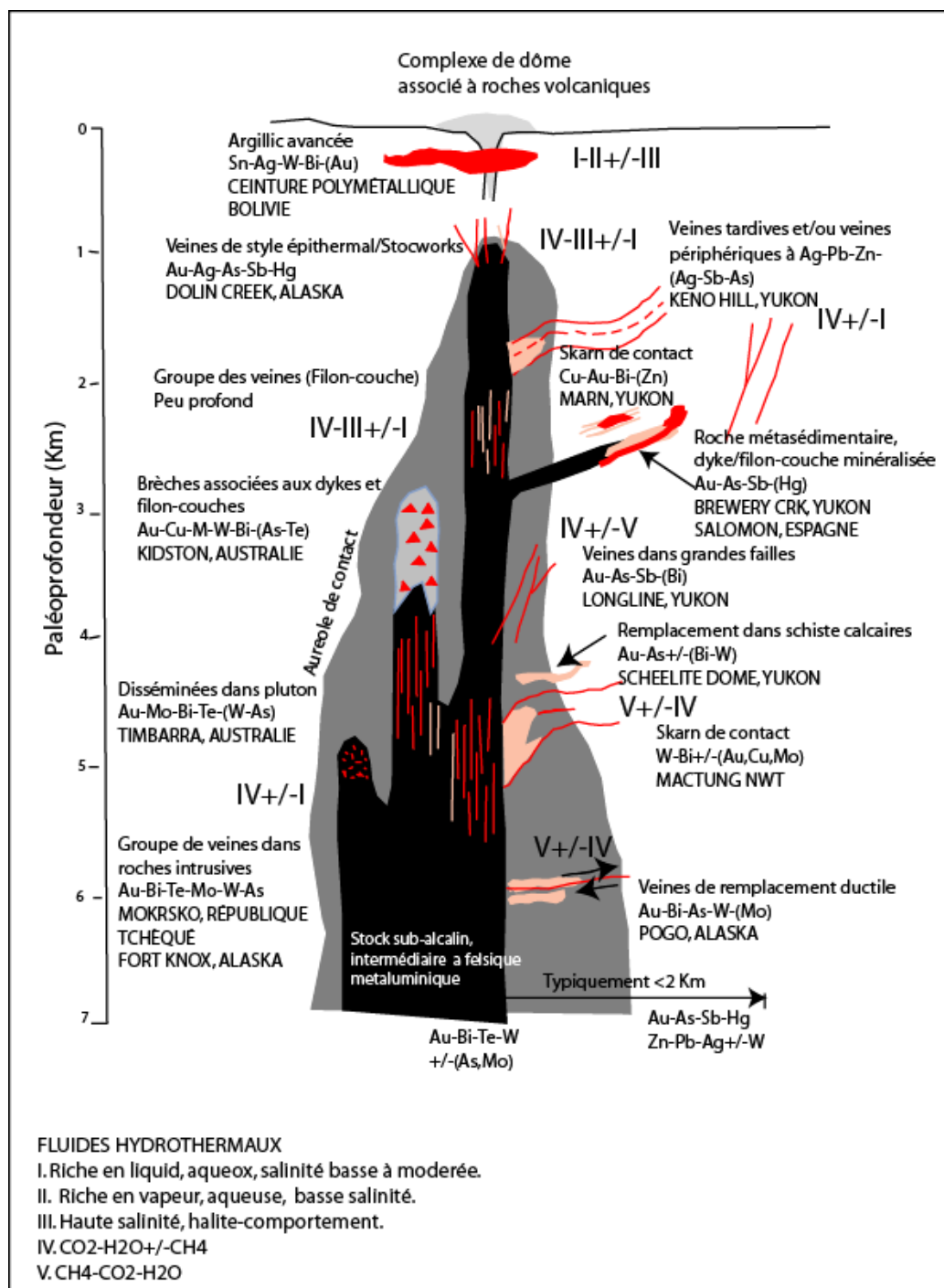
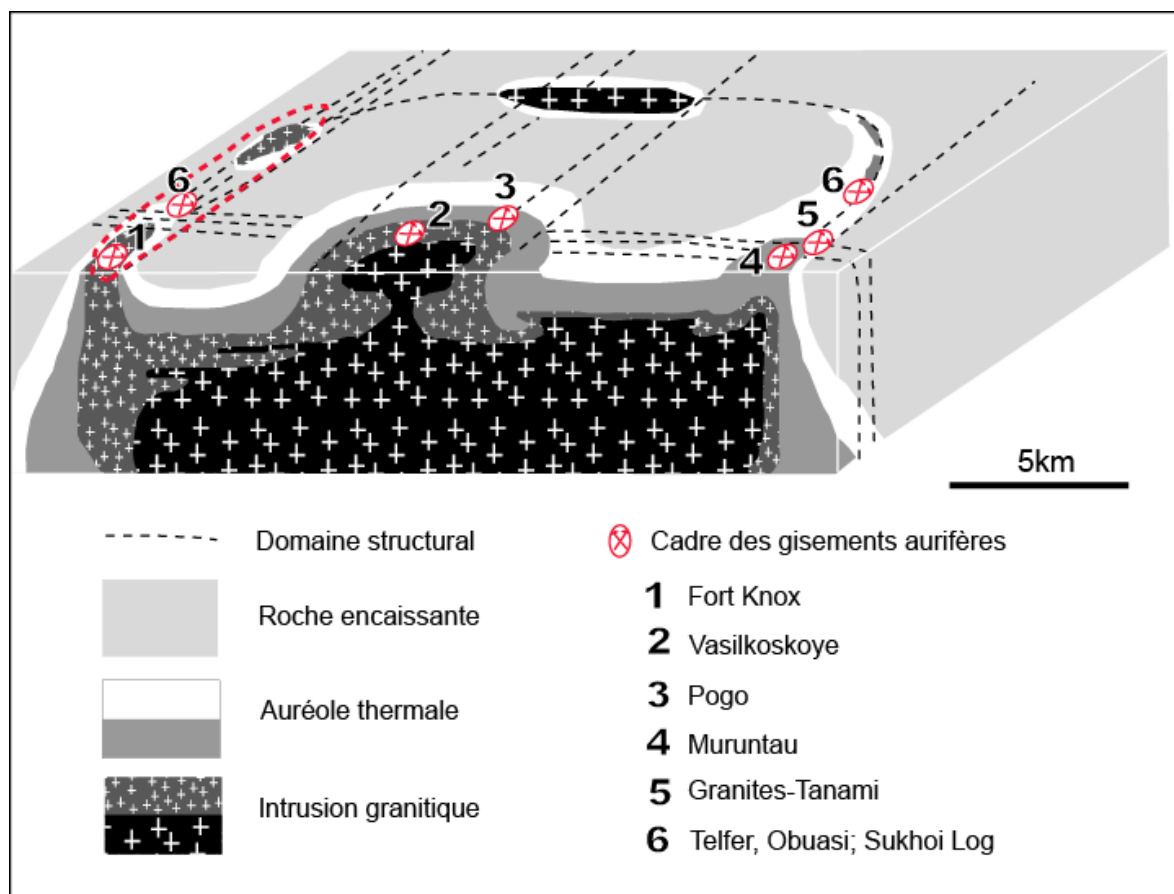


Figure 1. 1. Schéma du modèle Intrusion Related (filiation intrusive), illustrant la zonalité et la distribution verticale et latérale de la minéralisation, modifié de Lang et Baker (2001).



**Figure 1. 2. Schéma du modèle géologique conceptuel 3D du système TAG (filiation intrusive) montrant l'emplacement de certains gisements aurifères importants dans la zone de toit des auréoles thermiques et les sommets des plutons granitiques, modifié de [Wall \(2005\)](#).**

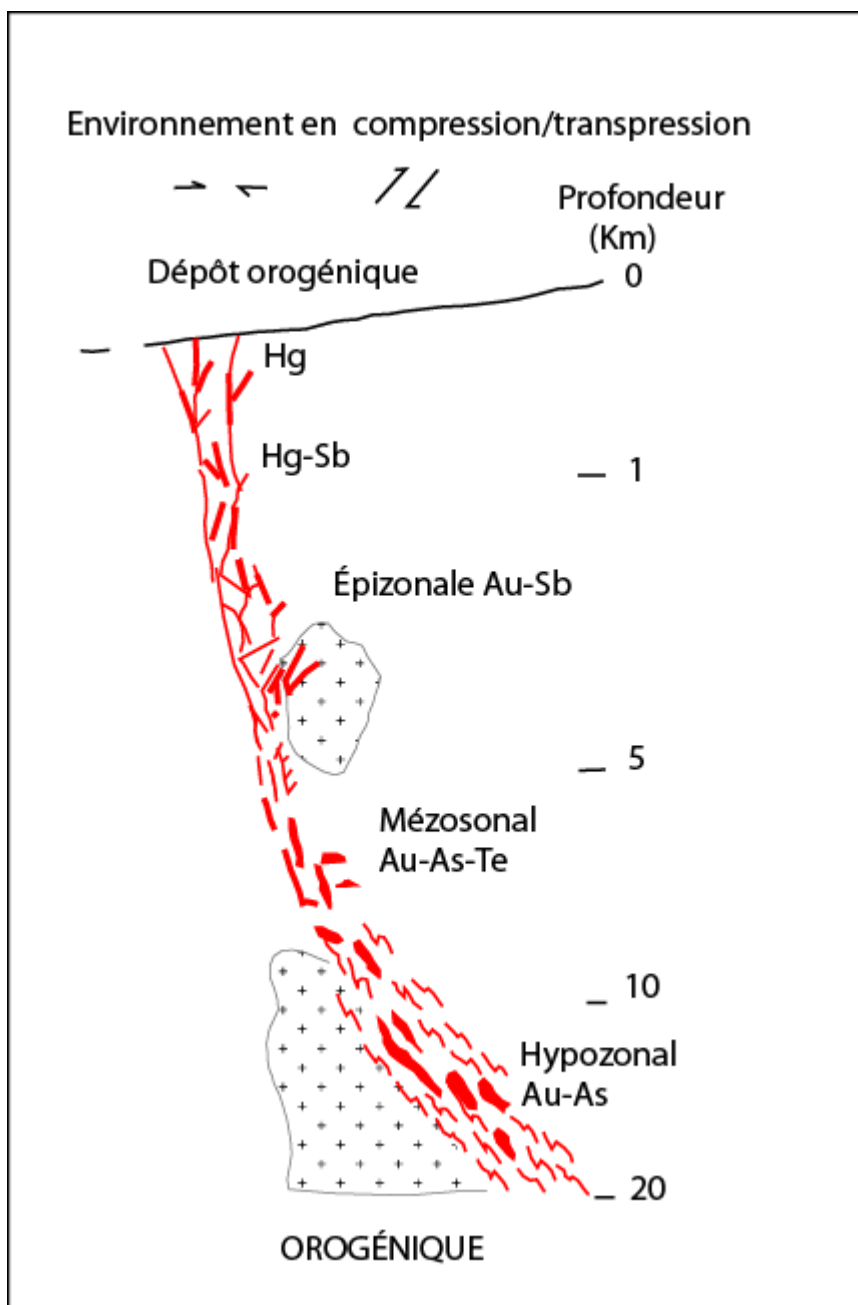


Figure 1. 3. Schéma du modèle orogénique du continuum illustrant la zonalité et la distribution verticale de la minéralisation, modifié de Groves et al. (1998).

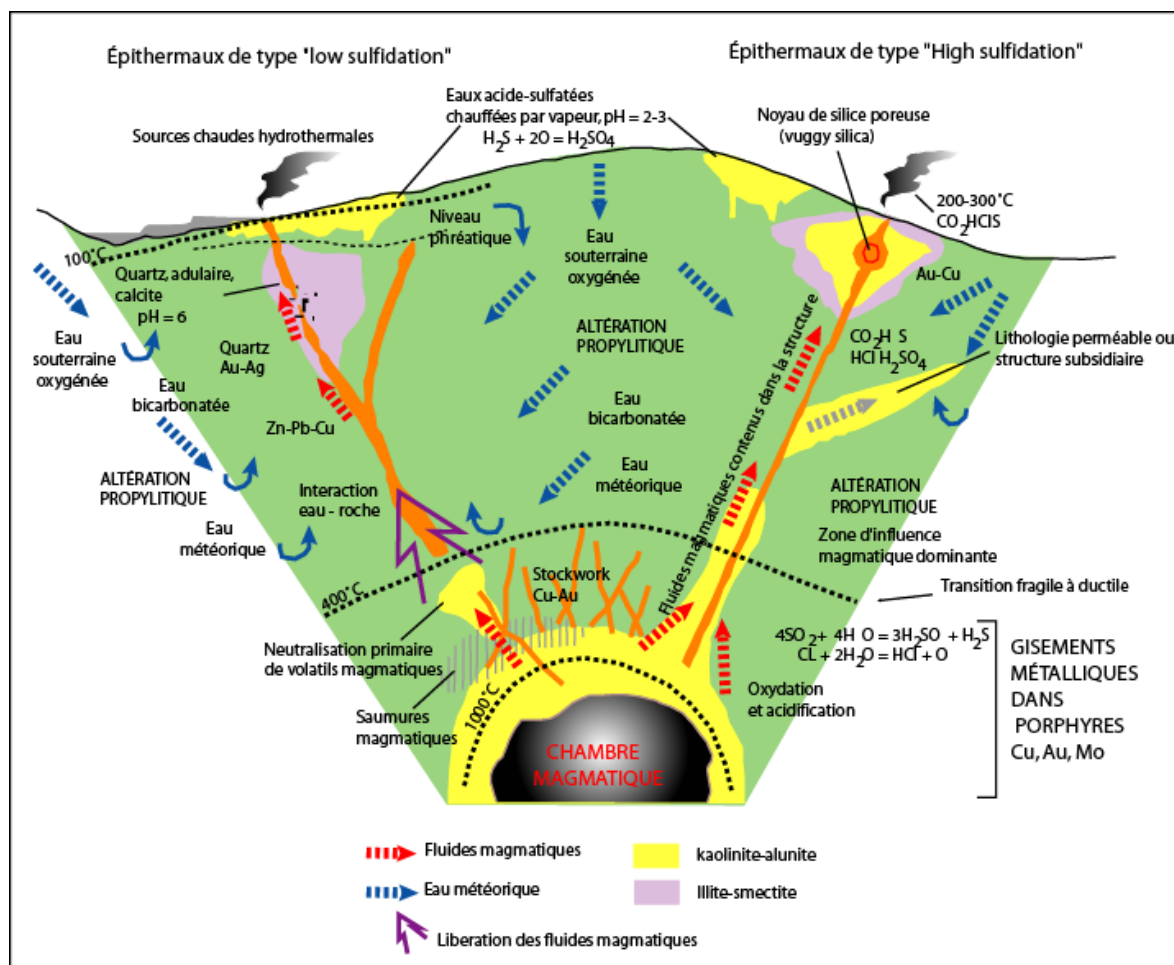
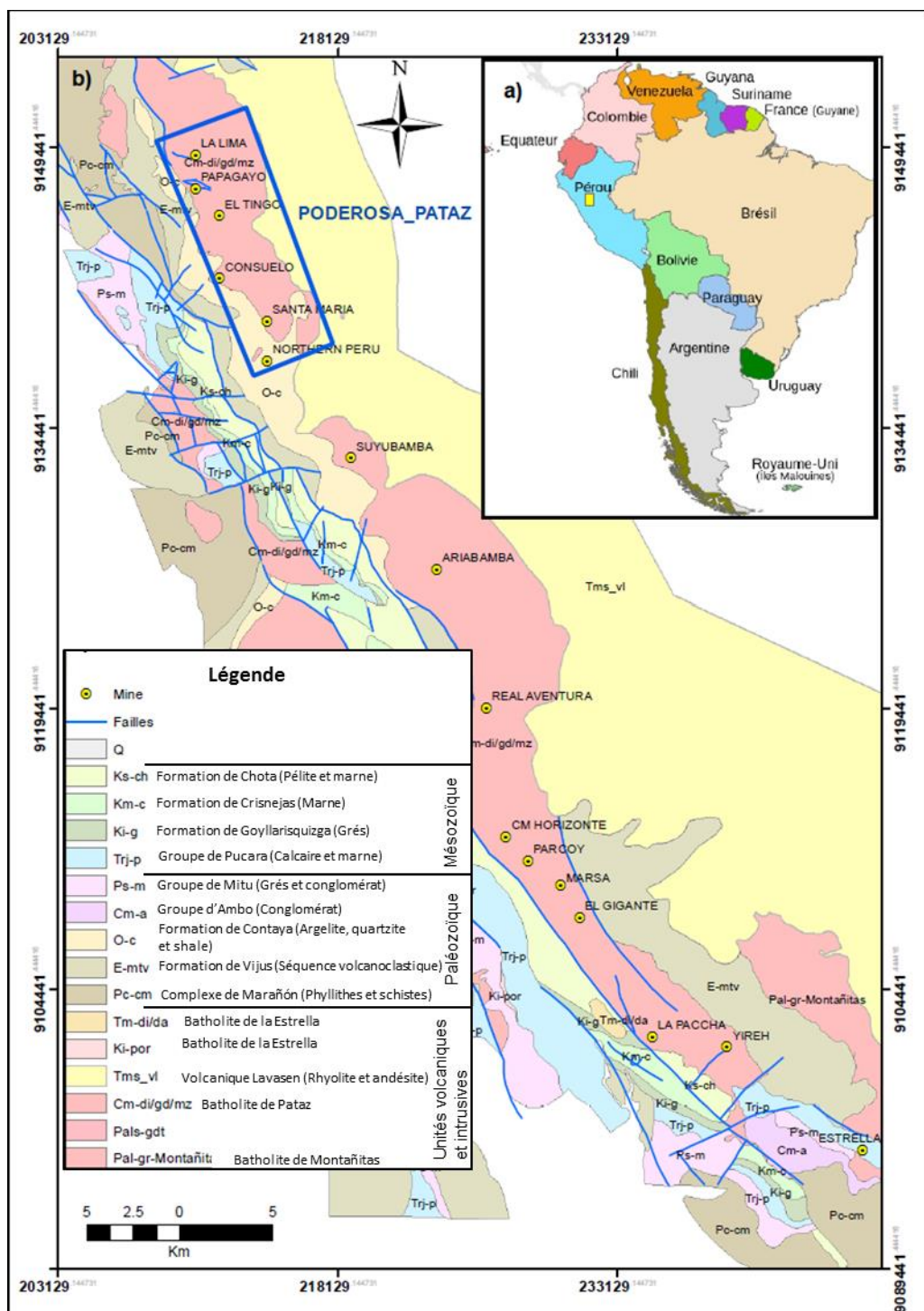


Figure 1. 4. Schéma comparatif (non à l'échelle) des caractéristiques « low sulfidation, high sulfidation » et porphyres, modifié de [Camrubi et al. \(2003\)](#).



**Tableau 1. 1. Résumé des assemblages d'altération proximale (en majuscule les plus dominants), pour les quatre types dominants de lithologies encaissantes des filons d'or archéens dans le craton de Yilgarn, Australie, modifié de [Cassidy et al. \(1998\)](#).**

Gisement	Mafique	Ultramafique	Granitoides	BIF
250-400°C < 1-2 kbar < 5 à 8 km	ALBITE ANKÉRITE/dolomite Muscovite (± mica-V) Chlorite Biotite Tourmaline	FUCHSITE DOLOMITE CHLORITE-Mg Biotite-Mg Muscovite Trémolite Talc	MICA BLANC ALBITE Ankérite/calcite Chlorite Biotite Tourmaline	ANKÉRITE/sidérile CHLORITE Muscovite Albite Biotite
375-550°C 2-3 kbar 7 à 12 km	AMPHIBOLE-Ca BIOTITE PLAGIOCLASE-Ca Calcite/ankérite Clinozoïsite/épidote Chlorite Feldspath-Ca Titanite	TRÉMOLITE PHLOGOPITE CHLORITE-Mg Calcite/dolomite Amphibole-Ca Talc	BIOTITE AMPHIBOLE-Ca FELDSPATH-Ca Calcite Plagioclase-Ca Titanite Muscovite Épidote/clinozoïsite	AMPHIBOLE-Fe ANKÉRITE/calcite Chlorite Feldspath Muscovite Biotite
525-650°C 3-4 kbar 10 à 15 km	DIOPSIDE GRENAT Amphibole-Ca Biotite Calcite Plagioclase-Ca Feldspath-K Cordiérite Clinozoïsite	DIOPSIDE OLIVINE (forstérite) Trémolite Phlogopite Calcite Chlorite-Mg Grenat (grandite) Anthophyllite Spinelles (hercynite)	DIOPSIDE FELDSPATH-K Hornblende (act) Biotite Plagioclase-Ca Titanite Calcite Grenat	HÉDENBERGITE AMPHIBOLE-Fe Grenat-Fe Olivine (fayalite) Biotite Calcite/sidérile

Tableau 1. 2. Objectifs, tâches et équipement/appareillage

Objectif principal	Objectifs secondaires et spécifiques		Méthode/tâches	Équipement/Appareillage
Établir le processus à l'origine de la minéralisation filonienne au gisement aurifère de Poderosa.	Zonalité verticale du gisement de Poderosa	Déterminer les caractéristiques physico-chimiques des minéraux dans les filons et leurs distributions.	Analyses pétrographique et minéragraphique	Microscope optique
			Analyses micro-structural	Microscope optique
			Cartographie de sulfure	Microscope à Micro-XRF
			Composition des minéraux /géothermométrie	Micro-Sonde, LA-ICP-MS
			Distribution des éléments en traces	LA-ICP-MS
		Reconnaître l'origine et la nature des fluides qui interviennent dans la minéralisation.	Analyses des inclusions fluides	Pétrographie, thermométrie, analyse par Spectrométrie Raman
		Études isotopiques	CC Hatch Université d'Ottawa, Université de Laval	
	Reconnaître le cadre tectonique, le trait et les contrôles structuraux qui permettent la migration, la direction et le piégeage des fluides.		Cartographie géologique détaillée	Travaux de terrain
Analyses pétrographiques et minéragraphiques			Microscope optique	



## CHAPITRE II

### CONTEXTE GEOTECTONIQUE ET GEOLOGIE DU DISTRICT

#### Introduction

Le contexte tectonique, le métamorphisme, ainsi que le rôle du magmatisme sont souvent mis à contribution pour comprendre la genèse et l'évolution de la minéralisation ([Kerrick, 1989](#)). En ce qui concerne le présent projet, le gisement fait partie d'une ceinture de minéralisations aurifères d'âge paléozoïque, sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud.

De grands événements magmatiques reliés à la zone de subduction depuis le Paléozoïque sont reconnus dans la ceinture des paléo-Andes ([Mégard, 1973](#); [Marocco et Garcia Zabaleta, 1974](#); [Dalmayrac \*et al.\*, 1980](#); [Miskovic \*et al.\*, 2009](#)). Ils se matérialisent par l'injection de corps intrusifs et subvolcaniques au sein des roches précambriennes du paléocontinent Gondwana ([Mégard, 1973](#); [Marocco et Garcia Zabaleta, 1974](#); [Dalmayrac \*et al.\*, 1980](#); [Miskovic \*et al.\*, 2009](#)). La subduction dans la région s'exprime par la superposition de la plaque continentale

de l'Amérique du Sud sur la plaque de Nazca ([James et Sacks, 1999](#); [Jaillard et al., 2000](#)).

Dans ce chapitre, le cadre géologique, les caractéristiques structurales aux niveaux régional et local, ainsi que l'évolution magmatique de la région sont abordés. Le développement de ce chapitre est basé sur : 1) les observations géologiques de la zone d'étude ; 2) l'analyse des photos satellites ; 3) l'élaboration et les interprétations de cartes géologiques à différentes échelles ; 4) les observations mégascopiques ; et 5) la revue des travaux existants portant notamment sur la sédimentation, les orogénèses, le métamorphisme, le magmatisme (volcanisme) et la minéralisation.

Après une présentation générale de l'état des connaissances, une discussion suivra afin de faire ressortir les éléments pouvant permettre de mieux saisir le cadre général de l'étude.

## **2.1 Etat des connaissances**

### **2.1.1 Caractéristiques générales**

À la bordure occidentale du paléocontinent Gondwana, se trouvait la fosse tectonique de Marañón. Elle s'est formée durant l'épisode tectonique d'extension continentale survenue après la tectonique Brasilide (600 Ma) ([Martinez et al., 1972](#)). Elle divise le bouclier brésilien à l'est du Complexe précambrien à l'ouest. La fosse tectonique du Marañón constitue un bassin sédimentaire qui s'étend du

NO péruvien jusqu'au NO de l'Argentine avec une largeur variable allant de 200 à 400 km.

Au Paléozoïque précoce, dans la région à l'étude, une séquence de sédimentation clastique et une séquence de sédimentation pélitique à graptolites se sont accumulées respectivement à l'Ordovicien inférieur et à l'Ordovicien moyen ([Wilson et Reyes, 1964](#)). Cette sédimentation persista jusqu'au Silurien. Pendant le Dévonien moyen et supérieur, une sédimentation pélitique est active ainsi que du volcanisme mafique à intermédiaire. Toutes ces séquences sont métamorphisées au début du Carbonifère ([Schaltegger et al., 2006](#)).

Au Mississippien, la séquence sédimentaire du Groupe d'Ambo débute par une sédimentation du type molassique se composant de conglomérats, grès et pélites qui s'intercalent, surtout au sommet, avec des séquences volcaniques de type explosif, comme des pyroclastites et des coulées de laves felsiques (dacite, rhyolite et andésite). Cette séquence est mieux exprimée dans le secteur central et au sud du Pérou ([Martinez et al., 1972](#); [Laubacher, 1978](#)). Le Pennsylvanien est surtout marqué par une sédimentation marine du Groupe de Tarma pour finir au Permien tardif avec le conglomérat rouge du Groupe de Mitu qui est aussi intercalé par du volcanisme.

Au début du Carbonifère dans la section nord de la Cordillère orientale du Pérou, les intrusions de granites de type I commencent à se mettre en place pour former les batholites de Patatz et de Las Balsas. Il s'ensuit une époque fertile de

minéralisation contemporaine aux intrusions de granite de type S qui se poursuit jusqu'à la fin du Paléozoïque ([figure 2.1](#)). Ces dernières intrusions affleurent au centre et au sud du Pérou plutôt qu'au nord.

En ce qui concerne le segment nord de la Cordillère orientale, [Miskovick et al. \(2009\)](#) suggèrent une possible migration vers le NO du magmatisme associé à la mise en place du batholite de Pataz. Cette migration s'exprime par la présence de corps intrusifs alignés comme ceux de Las Balsas et de Mogollon. Selon les relations de contacts, ces roches plutoniques ont été interprétées comme étant introduites sous la forme d'énormes dykes, contrôlés par des failles longitudinales (NNO-SSE) profondes et d'extension régionale, et ayant assimilé des blocs de roches encaissantes.

### **2.1.2 Cadre tectonique**

Le relief actuel du territoire péruvien est le résultat de la superposition de plusieurs cycles orogéniques successifs ([Mégard, 1979](#); [Carlier et al., 1982](#); [Benavides-Caceres, 1999](#)). Dans ce cadre, quatre grands cycles sont définis : 1) le brasilide, à la fin du Protérozoïque ; 2) le calédonien, à la fin du Silurien ; et 3) l'hercynien avec ses trois phases compressives: a) éo-hercynienne à la fin du Dévonien supérieur ; b) tardi-hercynienne entre le Permien inférieur et supérieur ; et c) fini-hercynienne au Trias supérieur ; et 4) le cycle andin tardif à la minéralisation du Paléozoïque. Chacun des cycles compressifs, du brasilide au fini-hercynien, a été suivi d'une phase extensive. Néanmoins, les manifestations

pour les cycles brasilide et calédonien sont moins importantes que celles des autres cycles.

L'orogénèse brasilide, développée entre 600 et 660 Ma, s'exprime par deux épisodes de métamorphisme et comprend quatre phases tectoniques (Mégard, 1979; Dalmayrac *et al.*, 1988). La tectonique calédonienne de la Cordillère Orientale s'exprime par un soulèvement passif (Palacios, 1995).

L'ancienne chaîne hercynienne qui s'étendait sur plus de 2 500 km, parcourait les territoires du Pérou et de la Bolivie et formait la chaîne de montagnes d'Argentine-Chili (Mégard *et al.*, 1971; Martinez *et al.*, 1972; Audebaud *et al.*, 1973). À la base, cette orogénèse reprend la première chaîne calédonienne (Mégard *et al.*, 1971).

La phase éo-hercynienne est caractérisée par une tectonique compressive qui a induit des plissements polyphasés, du métamorphisme et du magmatisme syntectonique. L'axe de cette zone de déformation est représenté par l'actuelle Cordillère Orientale. Pendant la phase éo-hercynienne, trois stades de déformation sont reconnus par Mégard (1973), Marocco et Garcia Zabaleta (1974) et Dalmayrac *et al.* (1980). Ils sont représentés par la formation de structures orientées respectivement NE-SO, N110 à 150° (compressive) et N030 à 050°. Dans la zone d'étude, il est possible de reconnaître les deux premières phases tandis que la troisième se manifeste au sud de l'inflexion d'Abancay (figure 2.1). À

la fin de ce cycle, il y a une phase d'extension produisant des failles normales en blocs, d'orientation NO-SE et auxquelles sont associés des bassins sédimentaires.

Selon [Marocco \(1978\)](#), les inflexions de Huancabamba et Abancay ont été produites durant la phase tardi-hercynienne ([figure 2.1](#)). La zone qui est délimitée par ces inflexions contient plusieurs failles inverses d'orientation NO-SE. Au Permien, il y a un soulèvement de la Cordillère. Celui-ci est synchrone à la formation des veines aurifères dans la ceinture aurifère du Paléozoïque ce qui est en accord avec les datations d'[Haeberlin et al. \(2004\)](#).

La phase fini-hercynienne se caractérise par une tectonique d'extension qui réactive les structures formées pendant la période tardi-hercynienne ([Martinez et al., 1972](#)). Ces structures sont recoupées par des failles d'orientation ENE-OSO profondes qui peuvent être considérées comme des failles affectant le socle. Ces failles sont à l'origine de la formation du bassin intracratonique dans lequel se sont accumulées des molasses du Groupe de Mitu du Permien supérieur, et qui limitent l'expression en surface de l'orogénèse hercynienne ([Palacios, 1995](#)).

Des mouvements tardifs sont générés par l'orogénèse andine. Ils s'expriment par des failles réactivées qui soulèvent des blocs profonds aux niveaux des séquences tardi-paléozoïques ([Palacios, 1995](#)). Dans la Cordillère Orientale, les séquences mésozoïques sont chevauchées par les séquences paléozoïques le long de failles inverses. Dans la région étudiée, les observations de terrain permettent de soutenir que la phase compressive est plus importante

que la phase extensive. La phase extensive s'exprime par des failles normales, en général à pendage vers le nord. Ici, il convient de souligner les travaux de [Mégard \(1984\)](#) et [Schreiber \(1989\)](#), qui proposent que la région ait été affectée par au moins cinq phases de la tectonique andine, incluant de fortes compressions qui ont formé des structures orientées E-O, N-S et NO-SE. La tectonique andine affecte les structures minéralisées de la région de Poderosa-Pataz ([Schreiber, 1989](#)). Ces effets spécifiques seront traités à la suite de ce chapitre.

Le domaine tectonique qui encadre le district aurifère Poderosa-Pataz est constitué d'éléments tectoniques d'orientation dominante NNO. Il est limité par l'inflexion de Huancabamba au nord et par l'inflexion d'Abancay au sud, entre les latitudes 6 et 14° sud respectivement ([figure 2.2](#)).

## 2.3 Minéralisation hercynienne

À l'échelle mondiale, l'hercynien correspond à une époque fertile en minéralisation aurifère. Des minéralisations aurifères sont documentées sur tout le globe, surtout aux marges actives du paléocontinent Euro-america et Gondwana, comme par exemple : 1) dans la chaîne des Alpes (entre la France et l'Italie à 340-280 Ma : [Bouchot et al., 2005](#)) ; 2) dans la ceinture de Tian Shan (Muruntau, Uzbekistan et Asie Centrale : [Abzalov, 2007](#)) ; 3) au sud des Appalaches (USA entre 343-294 Ma : [Groves et al., 1998](#)) ; 4) à Meguma en Nouvelle-Écosse (Canada entre 380-362 Ma : [Kontak et al., 1990](#)) ; 5) dans les districts de Victoria (Australie entre 460-360 Ma : [Arne et al., 1996](#); [Foster et al., 1996](#); [Phillips et](#)

Hughes, 1996) ; et 6) dans le Queensland (Australie à  $408 \pm 30$  Ma : Peters et Golding, 1989; Solomon et Groves, 1994 ).

Au Pérou, la minéralisation aurifère paléozoïque est de type filonien, mantos (remplacement) et inclut des amas stratiformes volcanogènes (Soler *et al.*, 1986). La minéralisation polymétallique filonienne est liée au magmatisme éo-hercynien et tardi-hercynien. Les principaux gisements et indices de minéralisation paléozoïque au Pérou sont listés au **tableau 2.1**. Au final, il semble exister une zonalité latérale manifestée par les styles de minéralisation, comme suit : des filons au nord, des filons et *mantos* au centre et des *mantos* au sud.

Dans le sud du Pérou, la minéralisation filonienne, avec pour exemples les gisements de Manco Capac, Candelaria, Santo Domingo, et Benditani (Cardozo et Cedillo, 1990), est encaissé dans des schistes et des quartzites d'âge ordovicien à dévonien, alors que le gisement Kimanti est dans des amphibolites pré-ordoviciennes du Complexe d'Ischaybamba. Le gisement de Caraburcana est mixte : filon-mantos (Soler *et al.*, 1986; Fornari *et al.*, 1988). Finalement, au nord les gisements de La Rinconada, Gavilan de Oro, Ana María et Untuca (Fornari *et al.*, 1988) se présentent sous la forme d'amas de sulfures et de *mantos*.

D'autre part, dans le sud de la Cordillère Orientale, plusieurs indices de minéralisation en Cu et Sn sont reliés aux intrusions (Clark *et al.*, 1983). Il existe également une minéralisation en Pb-Zn et Ag associée au magmatisme permo-triasique (Clark *et al.*, 1983). Au centre du Pérou, on retrouve également 1) une



minéralisation polymétallique de type *Mantos de Cobriza* (Valdez, 1983; Huaman *et al.*, 1990) d'âge permien à jurasique ; 2) la minéralisation aurifère filonienne de Huachon du Paléozoïque supérieur (Cardozo et Cedillo, 1990) ; et 3) le gisement de Coricocha qui appartient probablement à la même ceinture aurifère se prolongeant plus au nord à Buldibuyo, Pataz et Balsas.

## 2.4 Évolution magmatique de la région

Dans le contexte régional de la Cordillère Orientale du Pérou, trois époques de magmatisme reliées génétiquement aux trois grands cycles orogéniques ont été différenciées. Elles se retrouvent dans le Précambrien (brasilide), dans le cycle hercynien et dans le cycle andin.

Au Précambrien, selon les travaux de Carlier *et al.* (1982), la distribution du magmatisme est divisée en quatre groupes : 1) une séquence volcano-sédimentaire acide à basique présente dans les Massifs de Marañón et Huaytapallana, composée essentiellement d'orthogneiss et de métarhyolites ; 2) un complexe basique à ultrabasique, affleurant dans les Massifs de Marañón et Huaytapallana, lequel est formé essentiellement par des serpentinites, dunites, harzburgites, pyroxénites et amphibolites ; 3) des corps d'orthogneiss, présents dans le Massif de Marañón et représentés par des granites, granodiorites et tonalites ; et 4) des intrusions post-tectoniques, dans le Massif de Marañón, composées de diorites, granites, granodiorites.

Le magmatisme hercynien est illustré par la séquence lavique, qui est de composition basique à acide, et par des impulsions magmatiques. Les produits magmatiques forment des batholites comme celui de Pataz, mais aussi des corps intrusifs tels que :

- l'adamellite (quartz-monzonite) de Pacococha ( $474 \pm 3,6$  Ma) à Huánuco et le granite de la Merced (U-Pb  $250 \pm 5,9$  Ma) ([Miskovick et al., 2009](#));
- l'adamellite (quartz-monzonite) de Hualluniyocc ( $325,4 \pm 0,6$  Ma) et Pataz (U-Pb  $336,4 \pm 0,6$  Ma) et Balsas (U-Pb  $343,6 \pm 2,6$  Ma), le granite de Huacapistana ( $210,1 \pm 2,3$  Ma) et le granite de Utcuyacu ( $307,1 \pm 0,7$  Ma) ([Schaltegger et al., 2006](#); [Chew et al., 2007](#));
- le pluton de Higuera et Amparaes ( $330 \pm 10$  Ma) ([Ponzoni, 1980](#); [Zapata et al., 2005](#));
- le granite de Huachon ( $309,4 \pm 4$  Ma U-Pb) ([Miskovick et al., 2009](#));
- le granite de San Gaban ( $216,1 \pm 3,1$  Ma U-Pb) et de Querobamba ( $751,7 \pm 8,1$  Ma U-Pb) ([Miskovick et al., 2009](#)).

Cet ensemble d'intrusions forme une ceinture parallèle au linéament des Andes ([figure 2.1](#)).

Le magmatisme à l'hercynien est d'affinité calco-alcaline ([Carlier et al., 1982](#)). Il est temporellement réparti selon trois époques reliées aux cycles éo-hercynien et tardi-hercynien soit: 1) pré-tectonique, qui se caractérise par un volcanisme syn-sédimentaire ; 2) syn-tectonique, exprimé par des granites de

petite taille ([Laubachert, 1978](#)) ; et 3) post-tectonique, exprimé par un volcanisme et un plutonisme qui débute au Carbonifère jusqu'au Triasique précoce.

Selon la distribution spatiale, temporelle et la typologie des intrusions ([figure 2.1](#)) on peut suggérer que le magmatisme du Carbonifère débute par la formation d'intrusions de type-I. Ainsi, le magmatisme dans le Permien passe par la mise en place d'intrusions de type-I et S, et à la fin du Trias, le magmatisme dans son stade final, devient de type-A ([figure 2.1](#)).

Selon les dernières études menées par [Miskovick et al. \(2009\)](#), la durée du magmatisme hercynien a été estimée à 55 Ma, divisée selon deux époques, une première de 350 à 325 Ma et la deuxième de 315 à 285 Ma. Le hiatus est contemporain au métamorphisme de haut grade. Dans la zone centrale de la Cordillère Orientale, entre  $310 \pm 2,3$  et  $312 \pm 3$  Ma, [Schaltegger et al. \(2006\)](#) ont rapporté un événement thermal qui est contemporain à la minéralisation et au soulèvement de la région.

Le magmatisme de type-I est à hornblende et magnétite, métalumineux et à caractère calco-alcalin ([Miskovick et al., 2009](#)). Dans la Cordillère Orientale, les intrusions sont distribuées au nord de la latitude  $11^\circ$  S. Les granites de type-I à S sont riches en mica et ilménite, peralumineux, tardi- à post-orogéniques. Ils sont principalement présents dans le centre du Pérou et sont comagmatiques avec le volcanisme bimodal reconnu dans le Groupe de Mitu ([Miskovick et al., 2009](#)). Les

granites de type-A sont peralcalins et le plus grand volume de ces intrusions se retrouve au sud de la Cordillère Orientale ([Miskovick et al., 2009](#)).

Selon [Miskovick et al. \(2009\)](#), le magmatisme andin au Pérou est essentiellement représenté par des plutons principalement de composition acide, avec une orientation NO-SE. Ils sont présents dans la partie centrale du Pérou (entre 11°30' et 13°38'S). Il existe aussi un type de volcanisme basique à felsique le long de la région orientale du Pérou. Durant le cycle andin, le plutonisme a été intense durant le Crétacé et le volcanisme s'est développé au Cénozoïque ([Miskovick et al., 2009](#)).

Dans la zone d'étude, le plutonisme andin est représenté par le massif intrusif de Huaylillas ([Wilson et Reyes, 1964](#); [Miskovick et al., 2009](#)) alors que le volcanisme est représenté par les roches volcaniques du Cénozoïque.

## **2.5 Géologie du district**

### **2.5.1 Unités sédimentaires et métamorphiques**

Le Précambrien est marqué par des roches métamorphiques (phyllithes et schistes micacés) et de petites intrusions. Les évidences de sédiments précambriens résident dans la composante de zircons détritiques datés à  $749 \pm 52$  Ma ([Schaltegger et al., 2006](#)) du Complexe de Marañón. La présence de roches ordoviciennes est documentée par la datation de l'orthogneiss du Sitibamba (zircon magmatique  $473 \pm 18$  Ma [Schaltegger et al., 2006](#)) et par un zircon détritique

du Complexe de Marañón à  $461 \pm 25$  Ma (Schaltegger *et al.*, 2006). À la base du Paléozoïque se trouve localement des intercalations de roches volcaniques avec des séquences pélitiques de la Formation Contaya qui, plus tard, ont été métamorphisés, donnant ainsi naissance à la séquence métavolcanique et de (méta) shales entre le Cambrien et l'Ordovicien (Miskovick *et al.*, 2009).

D'autres unités lithologiques de la région correspondent au Paléozoïque supérieur, Mésozoïque, et Cénozoïque. Le plus représentatif du Paléozoïque supérieur est le Groupe de Mitu, composé de grès et conglomérats qui reposent en discordance angulaire sur les shales ordoviciens. Durant le Mésozoïque, la séquence sédimentaire débute par les calcaires et les dolomies (Groupe de Pucara), les grès et quelques intercalations de séquences pélitiques (Formation Goyllarisquizga), les calcaires (Formation de Crisnejas), les siltites et calcaires (Formation de Chota), et une séquence volcanique du Cénozoïque plus abondante dans le flanc oriental de la région.

La distribution et les relations entre les unités pré-intrusives et post-intrusives, qui sont en contact avec le batholite de Pataz, sont représentées sur la carte de la **figure 1.5**. Le contact entre le Complexe de Marañón et les roches métavolcaniques est faillé tandis que le contact entre les roches métavolcaniques et l'intrusion (batholite de Pataz) est irrégulier et est affecté par l'injection de corps intrusifs dans le secteur nord-ouest. Dans le secteur sud-est, les roches métavolcaniques se retrouvent sous forme de xénolite dans l'intrusion. La relation

entre les shales ordoviciens et le batholite de Pataz est localement nette (faille) et est communément illustrée par la présence de xénolites dans l'intrusion. Dans le district, il n'y a pas de contact entre les séquences sédimentaires tardives et le batholite de Pataz, comme c'est le cas pour le segment sud du batholite de Pataz. La séquence sédimentaire du Mésozoïque est en contact faillé avec des roches pré-intrusives. Une seule séquence volcanique d'âge indéterminé couvre le flanc oriental du batholite de Pataz ([Wilson et Reyes, 1964](#)).

### **2.5.2 Unités intrusives : les batholites de Pataz, Gollon-Callangate et San Martín**

En surface, le batholite de Pataz, montre une géométrie allongée NO-SE. Il couvre une surface approximative de 214 km<sup>2</sup>, et sa longueur est d'au moins 82 km. Il fait partie d'une ceinture intrusive beaucoup plus grande, mise en place pendant le Carbonifère. Cette ceinture intrusive est délimitée par les latitudes 6°S et 14°S. Il s'agit donc d'un événement magmatique qui couvre 1000 km de longueur par 80 km de largeur, d'orientation NNO-SSE et limité au sud par l'inflexion d'Abancay ([Lancelot et al., 1978](#); [Mégard, 1979](#); [Bonhomme et al., 1985](#); [Schreiber, 1990](#); [Vidal et al., 1995](#); [Sánchez, 1995](#); [Haeberlin, 2002](#); [Zapata et al., 2005](#)). Selon [Chew et al. \(2007\)](#), cette ceinture résulte de la subduction active (374 à 305 Ma) de la plaque de Nazca sous la plaque continentale Sud Américaine. Les affleurements de cette masse intrusive sont mieux exposés le long des linéaments (rivières) de Marañón et d'Huallaga. Dans la partie nord de la région, entre les

latitudes 6°S et 10°S, ces intrusions peuvent être regroupées en trois batholites distincts soit : 1) le batholite de San Martin qui s'étend de 7°S à 10°S et qui forme le flanc est de la ceinture intrusive ; 2) le batholite de Gollón-Callangate qui affleure dans le flanc ouest (6°S à 7°S) ; et 3) le batholite de Patáz dans la partie centrale (7°S à 8,5°S).

Le batholite de Gollón-Callangate est composé de plusieurs corps plutoniques injectés le long des 100 km de roches métamorphiques du Complexe de Marañón et des roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur. Selon leur composition, deux domaines d'intrusions sont reconnus par [Sánchez \(2006\)](#). Le domaine de granodiorite à tonalite, représenté par les plutons de Gollón, Las Balsas, Lavador, et Los Alisos, et le domaine à monzogranite-syéno granite, représenté par les plutons d'Abra Chanchillo, Yalen, Enaben, Callangate et Chacanto. Les datations de [Sánchez \(1995\)](#) par la méthode K-Ar s'étendent de 346 à 329 Ma, tandis que les datations rapportées par [Miskovick et al. \(2009\)](#) sur les granodiorites, qui comprennent les intrusions du Gollón-Callangate, donnent des âges entre  $320 \pm 3,8$  et  $309 \pm 4$  Ma selon la méthode U-Pb sur zircons.

Dans le cas du batholite de Patáz, la composition granodioritique est dominante. Les autres constituants, en pourcentage décroissant, sont le monzogranite, la diorite et la tonalite. Des corps de monzogabbro ont aussi été observés et datés à  $333 \pm 7,7$  Ma (U-Pb sur zircons) par [Miskovick et al. \(2009\)](#). Toutes ces roches intrusives sont recoupées par des systèmes de dykes de nature

basique (lamprophyre, basaltique et probablement andésitique) et acide (aplite et pegmatite) d'âge paléozoïque. Ils sont également recoupés par des dykes cénozoïques andésitiques. Les âges obtenus pour le batholite de Pataz sont listés au [tableau 2.2](#) et s'étendent entre  $301 \pm 5,2$  à  $336,4 \pm 0,6$  Ma.

La relation chronologique entre les dykes basaltiques et les veines aurifères est clairement définie dans la zone de Pataz : les dykes précèdent la minéralisation, tel que rapporté par [Schreiber \(1990\)](#) pour la veine La Lima.

Le fait que le batholite de Pataz recoupe les roches sédimentaires de l'Ordovicien, permet d'affirmer qu'il est plus tardif que ces formations. Par contre le fait que le batholite soit recoupé par des dykes andésitiques implique qu'il est pré-cénozoïque. De plus, le contact entre l'intrusion et les roches volcaniques est faillé, sauf dans le secteur de la veine Sheyla. Pour la relation entre le batholite et les roches volcaniques du Lavasen, les travaux de [Witt et al. \(2013 et 2016\)](#) suggèrent que, immédiatement après la formation du batholite de Pataz dans la portion nord de la zone d'étude, un complexe subvolcanique, nommé Esperanza ( $333,7 \pm 12,4$  Ma), s'est formé en association avec les laves volcaniques de la Formation de Lavasen ( $333,8 \pm 1,5$  Ma).



## 2.6 Caractéristiques structurales

Ici, comme pour tous les gisements filoniens, les relations structurales ont été étudiées, avec l'objectif de proposer un mécanisme de mise en place et d'établir les contrôles structuraux pour la formation des filons, des vecteurs minéralisés et la précipitation de l'or. Cela implique de comprendre la chronologie de la fracturation de l'encaissant et des filons, le mécanisme de la circulation des fluides, et le rôle des structures tardives le long des veines.

À Poderosa-Pataz, de nombreuses études structurales ont déjà été réalisées. Elles reposent généralement sur une cartographie de surface à différentes échelles, sur l'utilisation d'images satellites qui permettent de retracer et de suivre les linéaments représentatifs, et sur une cartographie souterraine effectuée à l'échelle 1/500.

Les études précédentes et leur conclusion sont résumées ci-dessous.

- [Miranda \(1983\)](#) a expliqué le mécanisme de fracturation de la roche qui encaisse l'intrusion, de l'intrusion elle-même et la position des veines.
- [Rivera \(1992\)](#) a présenté des analyses structurales sur la mise en place de la veine Mercedes et les contraintes qui permettent la formation des veines pour la zone de Papagayo.
- [Haeberlin et al. \(2004\)](#) ont proposé qu'une zone de cisaillement d'échelle régionale qui contrôle la mise en place des veines dans les structures de deuxième et troisième ordres.

- [Oré Sánchez \(2006\)](#) a caractérisé les relations et le rôle actif des failles sécantes sur la formation des vecteurs minéralisés. Dans le district Poderosa-Pataz, les caractères structuraux sont divisés selon trois épisodes de formation, comme étant : anté-, syn- et post-minéralisation.
- [Lavoie \(2008\)](#) a travaillé sur les contrôles structuraux des veines Jimena et Mercedes ; il suggère que ces veines soient formées par un mécanisme d'extension, et que les déformations fragile et ductile, imprimées le long des veines, soient postérieures à la formation des veines.
- [Tremblay \(2012\)](#), pour la veine Consuelo, a également mis en évidence la superposition tardive du cisaillement sur la veine.

### **2.6.1 Structures régionales**

Au niveau régional, deux familles de linéaments sont identifiées, une qui est parallèle aux Andes Orientales et une sécante à la première famille ([Oré Sánchez, 2006](#)). D'après les travaux sur les linéaments d'[Agar \(1998\)](#), basés sur les photos satellites, il est possible de discerner trois familles de structures qui ont affecté le socle. Selon leur abondance, elles sont décrites comme: 1) les structures d'orientations N315° (ONO-ESE) ; 2) celles d'orientation NNO-SSE ; et 3) celles d'orientation approximative N45° (NE-SO). De plus, en accord avec la cartographie de surface et souterraine, les familles de failles les plus représentatives dans la région, en ordre d'importance et de relation avec la minéralisation sont : 1) les

failles de décrochement NO-SE ; 2) les failles sécantes E-O (ONO-ESE) ; et 3) les failles conjuguées ENE-OSO. Ces familles sont décrites ci-dessous.

### **2.6.2 Failles de décrochement NO-SE**

Les failles de décrochement NO-SE, qui sont parallèles au linéament andin, ont des extensions latérales et horizontales kilométriques. Elles se forment en réponse aux forces compressives et sont réactivées par les cycles orogéniques successifs. Ces structures contrôlent la mise en place et la géométrie du batholite de Pataz et toutes les autres injections magmatiques depuis le Précambrien. De plus, les flux de chaleur sont acheminés et dissipés par ces structures. Elles définissent le contact entre les roches précambriennes, paléozoïques et mésozoïques et leur orientation générale est de N320-340/45°. Certaines de ces structures présentent une géométrie listrique, alors que d'autres s'expriment sous la forme de failles subhorizontales ([Miranda, 1983](#)).

### **2.6.3 Failles sécantes E-O (ONO-SSE)**

La famille sécante E-O regroupe des failles dont l'orientation est comprise entre N260° et N320°. Elles sont généralement subverticales et de grande continuité verticale et latérale. L'expression tardive de ces failles, qui sont en général normales, est indiquée par le fait qu'elles recoupent des séquences sédimentaires mésozoïques et sont des structures sécantes aux veines. Elles sont communément associées à la formation de vecteurs minéralisés. D'après les

travaux d'[Oré Sánchez \(2006\)](#), ces structures canalisent les fluides hydrothermaux profonds vers les failles conjuguées auxquelles sont associées les veines. Ces failles provoquent la dilatation et la déformation des failles longitudinales NO-SE. De plus, il est possible d'observer localement des minéralisations de faible amplitude dans ce type de structures.

#### **2.6.4 Failles complémentaires ENE-OSO**

La plupart des structures ENE-OSO sont considérées comme des failles conjuguées du système E-O. Leur extension latérale et verticale est contrôlée par les failles sécantes E-O. Ces failles sont associées géométriquement aux vecteurs minéralisés. Dans un modèle en compression, ces failles limitent et contrôlent le basculement des blocs, alors que dans un modèle d'extension, elles forment des failles de limite de grabens ([Oré Sánchez, 2006](#)).

#### **2.6.5 Relation avec les dykes**

Après la solidification de la diorite et de la granodiorite à grains grossiers, les failles d'orientation NO-SE contrôlent généralement la mise en place des stocks granitiques roses et aplitiques. Il est moins commun d'observer des intrusions de roches basiques (basaltique et andésitique) boudinées associées aux failles NO-SE. Par contre, dans les failles sécantes, incluant les fractures E-O et les failles conjuguées NNE-SSO, la présence de stocks granitiques est moins

commune. Cependant, les dykes d'aplite, basaltiques et andésitiques sont communément contrôlés par ces failles : elles sont donc syn-magmatiques.

Sur plusieurs sites ([Oré Sánchez, 2006](#)), les dykes basiques sont fortement chloritisés au point d'effacer leur caractéristique primaire. De manière générale, la réactivation des failles provoque la fragmentation, le boudinage et le chevauchement des dykes.

### **2.6.6 Synthèse structurale**

Au niveau du district, le système de fractures peut être divisé en 5 familles soit: 1) les fractures d'orientation NNO-SSE à pendage vertical ; 2) celles d'orientation E-O (280-315°) à pendage subvertical ; 3) celles d'orientation NNO-SSE à pendage entre 70 et 45° vers l'est ; 4) celles d'orientation NNO-SSE à pendage de moins de 35°, généralement vers l'est ; et 5) celles de direction NNE-SSO (045°) à pendage vertical.

En relation avec la minéralisation, on reconnaît trois étapes de fracturation ([Rivera, 1992](#); [Oré Sánchez, 2006](#)): 1) pré- ; 2) syn- ; et 3) post-minéralisation. La fracturation pré-minéralisation (1) correspond aux structures précoces qui se forment dans les régimes ductiles et fragiles. Elles s'expriment sous la forme de failles inverses, normales et de décrochements et elles sont communément parallèles aux linéaments andins. Dans les ceintures minéralisées de Pataz,

Buldibuyo et Balsas, elles constituent les conduits et les pièges des flux hydrothermaux où se sont formées les veines de quartz aurifères.

La fracturation syn-minéralisation (2) est caractérisée par des réseaux de failles localisés. Elle est associée à la réactivation des failles existantes (pré-minéralisation). Au niveau des filons, elle est synchrone à la minéralisation. Cet épisode de fracturation s'exprime dans les veines par les textures laminées et de fissure-colmatages qui manifestent le remplissage des fractures.

La fracturation post-minérale (3) est l'événement qui contrôle la position actuelle de la minéralisation. Elle s'exprime par des failles sécantes à la minéralisation et par des structures de réactivation sur le plan des veines.

Spécifiquement, les veines de Poderosa sont associées au remplissage des anomalies structurales NNO-SSE à E-O dans les roches intrusives. Il y a une relation spatiale entre la concentration économique d'or et les failles sécantes qui vont de NNO à E-O, et quelques-unes forment des filons à pendage modéré ([Oré Sánchez, 2006](#)).

## 2.7 Discussion

Trois paramètres géologiques sont communément évoqués ([Schreiber et al., 1990](#); [Vidal et al., 1995](#); [MacFarlane et al., 1999](#); [Haeberlin et al., 2002](#)) pour définir la genèse de la minéralisation aurifère du Paléozoïque dans le secteur à l'étude : 1) le contrôle tectonique et structural ; 2) le métamorphisme ; et 3) le rôle du magmatisme hercynien. L'importance relative de ces paramètres est discutée ci-dessous.

### *Contrôle tectonique et structural*

Au niveau tectonique, un des événements les plus significatifs demeure la disposition de roches sédimentaires dans un bassin extensif, maintenant représenté par le complexe du Marañón au Néoprotérozoïque. Après sa formation, ce bassin a été incorporé à la première Cordillère hercynienne ([Martinez et al., 1972](#)). La réactivation et la formation de nouvelles structures, au cours des différentes phases de l'orogénèse hercynienne, donneront lieu à des structures capables de canaliser et piéger les fluides minéralisateurs. En outre, [Haeberlin et al. \(2002\)](#) suggèrent que la minéralisation aurifère se développe durant une époque rapide de soulèvement, avec une pression verticale faible.

### *Le métamorphisme de la région*

Les roches plus anciennes de la région sont composées de la série métamorphique du Complexe de Marañón du Protérozoïque ([Dalmayrac et al., 1980](#); [Schreiber et al., 1990](#)). [Chew et al. \(2007\)](#) rapportent deux événements

tardifs de métamorphisme qui ont affecté le Complexe de Marañón : à 480 Ma et entre 310,1 à 312,9  $\pm$ 3 Ma. Sur ces considérations métamorphiques, il faut souligner cependant qu'aucune source métamorphique de fluides hydrothermaux n'a pas été documentée par [Haeberlin et al. \(2002\)](#), même s'ils invoquent le modèle orogénique. À l'inverse, ces auteurs suggèrent que le rôle du batholite de Pataz a été limité à celui d'un réceptacle favorable pour la minéralisation.

### *Rôle du magmatisme hercynien*

Pour les gisements aurifères de la région, le modèle magmatique a été proposé par [Schreiber et al. \(1990\)](#); [Vidal et al. \(1995\)](#); [Sillitoe et Thompson \(1998\)](#); [MacFarlane et al. \(1999\)](#) et [Sillitoe \(2008\)](#) et plus récemment par [Witt et al. \(2016\)](#).

En accord avec sa position spatiale et chronologique, le batholite de Pataz, qui est constitué de corps intrusifs provenant de plusieurs injections magmatiques et de magmas de différentes compositions, peut être défini comme le résultat d'une évolution normale de fractionnement magmatique qui va de basique à acide. Les intrusions tabulaires, comme c'est le cas pour le batholite de Pataz, ont certaines ressemblances structurales et géométriques avec des intrusions qui se forment lors d'une orogénèse, car, en accord avec [Schreiber et al. \(1990\)](#) et [Haeberlin \(2002\)](#), elles se sont mises en place le long du couloir de cisaillement et sont affectées par des réactivations tardives des failles anciennes. De même, [Schaltegger et al. \(2006\)](#) proposent, qu'à la suite du magmatisme dioritique, une



combinaison de raccourcissement et de failles en décrochement dextre auraient permis de créer les conduits pour la mise en place du magma granodioritique. Ce type de disposition est relié aux failles profondes. Ce genre d'intrusion a été répertorié notamment dans les grandes chaînes comme celle des Andes du Sud, au Chili (D'Lemos *et al.*, 1992; Brown, 2007) et celle de Karakoram en Inde (Weinberg *et al.*, 2009). La **figure 2.1** illustre bien la trace linéaire de l'intrusion de Pataz.

Le magmatisme permien est plus abondant dans la zone centrale de la ceinture orogénique de la Cordillère Orientale. On peut donc poser l'hypothèse qu'une partie du magmatisme qui a migré vers le sud, peut avoir généré les fluides tardifs et formé la minéralisation dans les zones apparemment déjà solidifiées plus au nord. D'ailleurs, les dykes aplitiques et la minéralisation sont espacés de 8 Ma (Haeberlin *et al.*, 2004), mais la série pegmatitique et les dykes basaltiques n'ont pas été datés. Toutefois, basé sur les observations de terrain, on constate que les dykes basaltiques et les dykes acides sont plus tardifs que le complexe intrusif mais précèdent la minéralisation. Une autre hypothèse est que le magmatisme est continu et profond et que la phase permienne n'a pas été exposée jusqu'à présent.

Une première question se pose quant au mécanisme de soulèvement carbonifère. Selon les observations chronologiques, un mécanisme d'extension est supposé avoir été actif et donc, un phénomène de magmatisme et de bombement peut être envisagé. Le magmatisme reconnu comme étant entre 315 et 305 Ma

(Chew *et al.*, 2007; Miskovick *et al.*, 2009) pourrait donc être responsable d'une telle exhumation. Cependant, en même temps, entre 315 et  $312 \pm 3$  Ma, une époque de métamorphisme est également documentée dans la région (Chew *et al.*, 2007; Miskovick *et al.*, 2009).

La discussion au niveau structural est surtout orientée vers la relation entre la fracturation et la formation des veines. Les fractures peuvent être formées durant l'orogénèse et correspondre à des zones de cisaillement en compression. Les fractures aussi peuvent se former par l'injection et le refroidissement de corps magmatiques ou par la fracturation hydraulique.

Pour un cycle orogénique, la formation de failles et plis, pendant la compression est bien documentée dans les zones de collision (James, 1971; Kerrich, 1989; Groves *et al.*, 1998; James et Saks, 1999). Dans un contexte d'extension, la dilatation s'exprime par des zones de rift et des zones d'injections magmatiques (Groves *et al.*, 1998).

Au Précambrien, la formation de la paléo-Cordillera de la Costa (marge occidentale du continent Sud-Américain) implique un soulèvement compatible avec un régime en compression. D'autre part, la formation du bassin de Marañón est plutôt compatible avec un régime en extension. En considérant la géométrie du batholite, les relations des séries intrusives (Schreiber *et al.*, 1990, Haeberlin, 2002) ainsi que les veines et leur disposition, on peut donc suggérer que la

formation des gisements aurifères, localisés à l'intérieur du batholite de Pataz, était probablement contrôlée par les empreintes de la première déformation.

En ce qui concerne les fractures de refroidissement, [Roman-Berdiel et Pueyo-Morer \(2000\)](#) ont documenté la formation de trois familles de fractures classiques pendant le refroidissement d'une intrusion. Deux de ces structures sont perpendiculaires entre elles et de pendage vertical tandis que la troisième est plutôt horizontale. D'autres types de fractures peuvent être créés en réponse aux contraintes régionales.

Le lien entre le cisaillement et la mise en place des intrusions a été documenté par [Vernon \*et al.\* \(1989\)](#); [Tobisch \*et al.\* \(1993\)](#); [Lafrance \*et al.\* \(1998\)](#). Les zones de cisaillement se forment à l'intérieur des corps intrusifs en suivant les anomalies planaires générées lors de nouvelles injections magmatiques et par la croissance et le refroidissement de l'intrusion.

Dans ce contexte régional, autant à Poderosa-Pataz qu'au nord et au sud de la zone d'étude, la ceinture aurifère a une évolution similaire à celle des autres ceintures qui renferment des gisements aurifères de type orogénique. Les caractéristiques communes sont : 1) le style structural ; 2) les facies métamorphiques ; 3) les roches intrusives du batholite ; et 4) le style de la minéralisation. Mais, si l'on considère que le magmatisme tardif du Permien est présent dans la ceinture ([Chew \*et al.\*, 2007](#); [Miskovick \*et al.\*, 2009](#)), et qu'il est à la fois synchrone à la minéralisation aurifère, ce qui a également été proposée par

[Haberlain et al. \(2004\)](#), il est donc possible de suggérer que le magmatisme puisse avoir joué un rôle génétique sur la minéralisation à la fin du Paléozoïque. D'autre part, si l'on considère la datation de [Szappanosne-Vago et al. \(2010\)](#) pour la minéralisation ( $331,9 \pm 1,7$  Ma) et celle de [Witt et al. \(2013\)](#) pour le complexe subvolcanique d'Esperanza ( $337,7 \pm 2,4$  Ma), il apparaît clair que les âges sont très proches. Étant donné que la minéralisation est légèrement plus jeune, ces relations temporelles pourraient suggérer une origine magmatique pour la minéralisation aurifère.

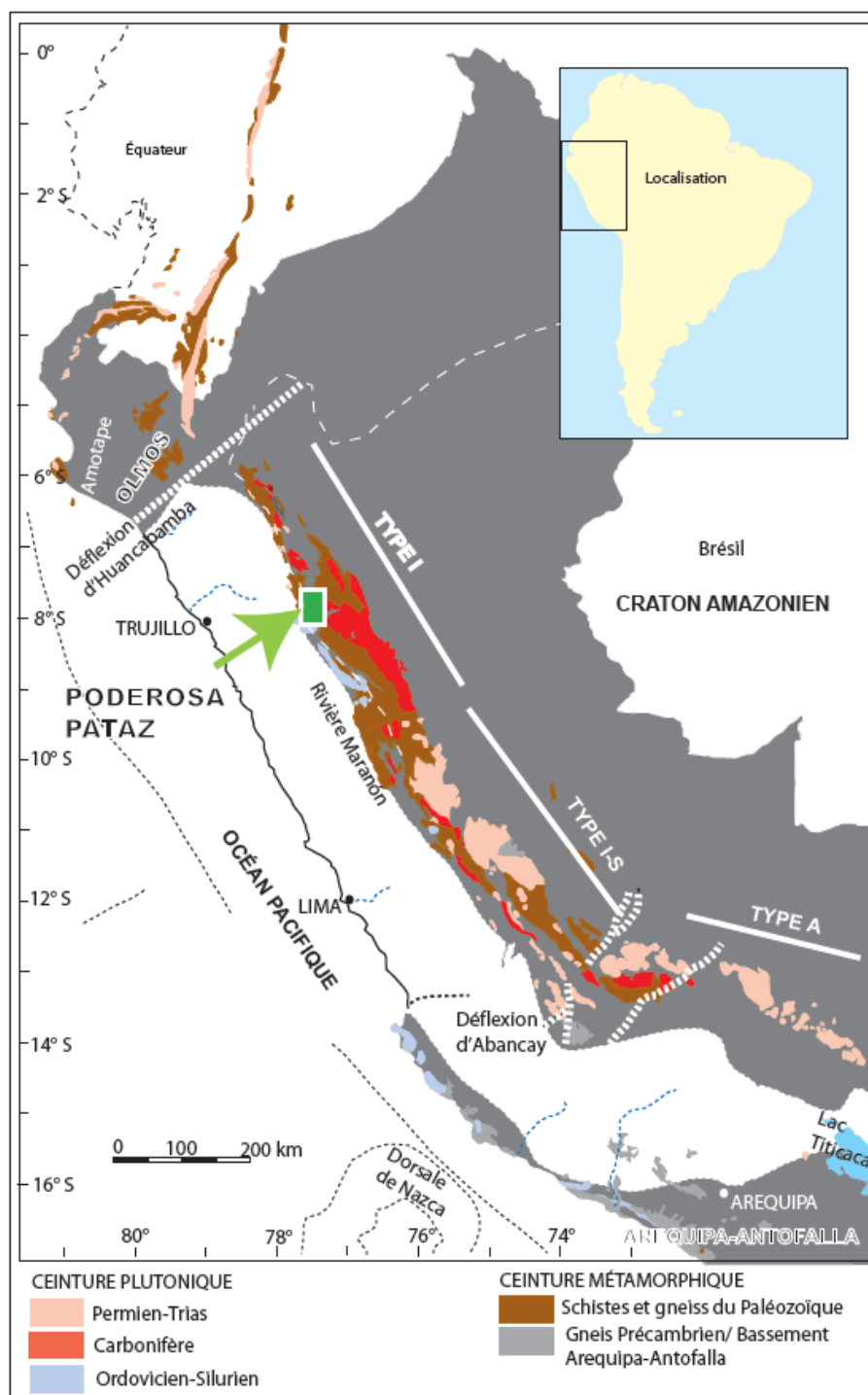
## 2.8 Conclusions

Les études antérieures ont permis de reconnaître la présence d'une mégastructure de déformation sub-parallèle au linéament andin. Cette mégastructure est associée spatialement à la distribution des roches magmatiques et à la présence des minéralisations aurifères.

Il existe des preuves d'une large ceinture de minéralisation aurifère dans l'axe de la Cordillère Orientale du Pérou qui s'étend jusqu'à l'Argentine au sud [Haberlain et al. \(2004\)](#). Plusieurs gisements aurifères filoniens dans la mésozone et de la trilogie épithermale sont alignés dans ce couloir. De plus, le long de la Cordillère Orientale péruvienne, la minéralisation, qui est logée dans des intrusions et des roches métamorphiques, est plutôt aurifère ([Soler et al., 1986](#); [Fornari et al., 1988](#)), tandis que celle encaissée dans des roches sédimentaires est constituée de métaux de base.

Pendant le cycle orogénique hercynien, il y a eu un magmatisme significatif, étendu en temps et en espace qui pourrait être interprété ici comme le moteur thermique pour la minéralisation à cette époque. Une telle continuité thermique, en lien avec la formation des minéralisations, est supportée par la disposition spatiale et temporelle des gisements.

Les fractures et les failles répondent à l'héritage de la première déformation. Elles constituent les principales structures d'acheminement, de distribution et de mise en place de la minéralisation aurifère. Au niveau du district, une forte relation spatiale est observée entre les veines aurifères et la zone de déformation en bordure occidentale du batholite de Pataz. Une relation similaire est proposée pour la bordure orientale.



**Figure 2. 1. Carte géologique du Précambrien et du Paléozoïque du territoire péruvien (noir). La ceinture plutonique du Paléozoïque est divisée selon le type de granitoïdes. Carte modifiée de Miskovic et al. (2009), Schaltegger et al. (2006) et Haeuvelin (2002).**

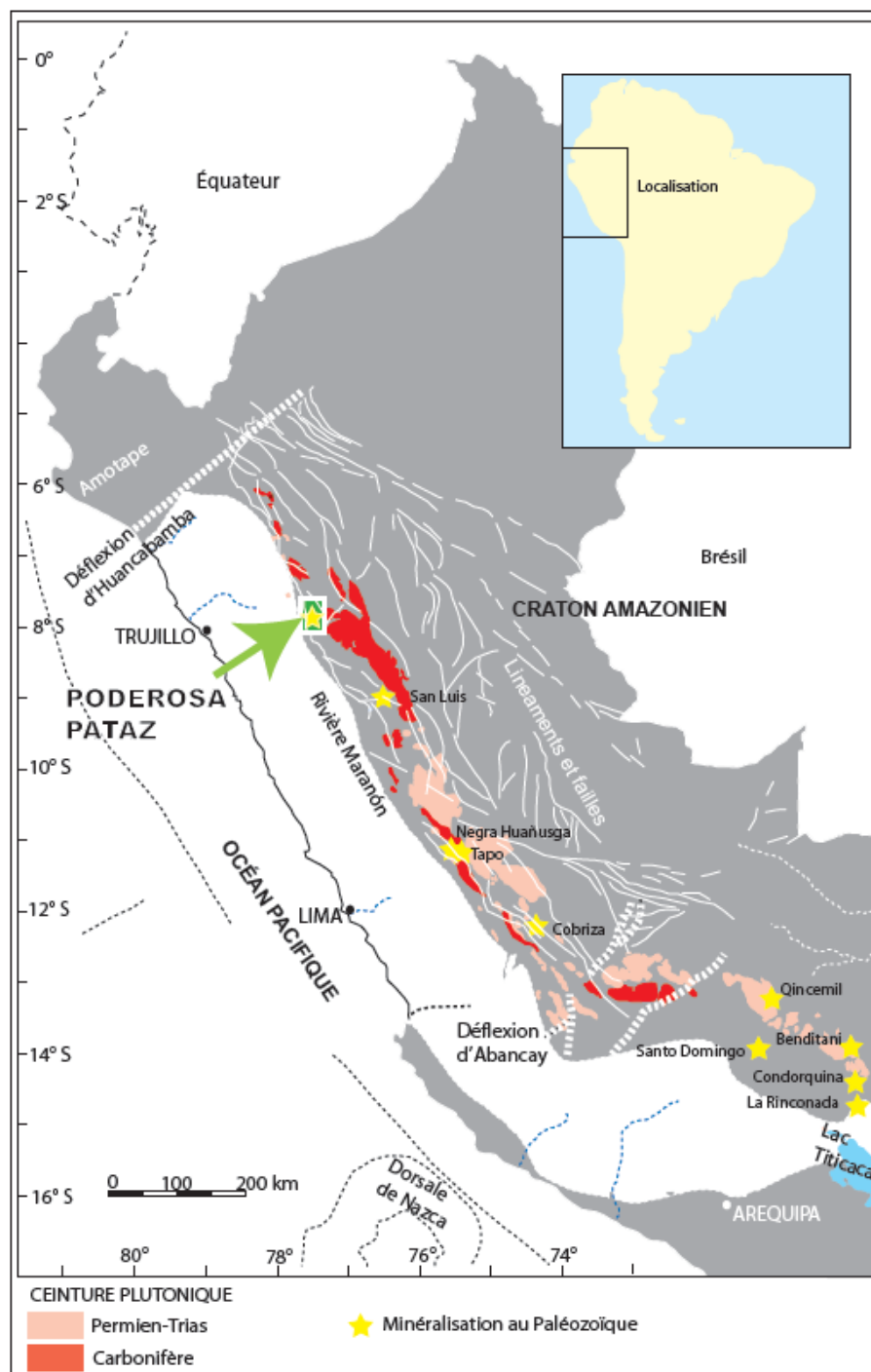


Figure 2. 2. Carte géologique (du territoire péruvien, en noir) montrant la disposition des intrusions du Paléozoïque supérieur, la minéralisation du Paléozoïque et les linéaments entre les déflexions de Huancabamba et Abancay. Carte modifiée de Miskovic et al. (2009), Schaltegger et al. (2006), Haeverlin (2002) et Carlier et al. (1982).

**Tableau 2. 1. Principaux gisements péruviens du Paléozoïque. Or = Ordovicien, De = Dévonien, Si = Silurien, Car = Carbonifère, Per = Permien.**

Gisement	Type	Métal	Roche encaissante	Minéralisation	Intrusion temporellement associée	Références
Santo Domingo	Filonien	Au	Schiste (Or-De)	Qz, Au, Stb, Py, Gn, Apy		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Manco Capac	Filonien	Au	Schiste (Or-De)	Qz, Au, Stb, Py, Gn, Apy		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Candelaria	Filonien	Au	Schiste (Or-De)	Qz, Au, Stb, Py, Gn, Apy		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Benditani	Filonien	Au	Schiste (Or-De)	Qz, Au, Stb, Py, Gn, Apy		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Caraburcana	Filonien-Mantos	Au	Schiste (Or-De)	Apy, Po, Py, Gn, Cpy Au		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Gavilan de Oro	Sulfures massives	Au	Schiste (Or-De)	Apy, Po, Py, Gn, Cpy Au		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Untuca	Sulfures massives	Au	Schiste et shale (Or-De)	Apy, Po, Py, Gn, Cpy Au		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Ana María	Sulfures massives	Au	Schiste (Or-De)	Apy, Po, Py, Gn, Cpy Au		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
La Rinconada	Sulfures massives	Au, As, Sb, Ag (Pb, Zn, Cu, Sn, W)	Schiste (De-Si)	Po, Py, Apy		<a href="#">Fornari et al., 1988</a>
Domo de Yauli	Stratabound	Ni-Cu	Phyllites, marbres et volcaniques	Sulfures de Ni et Cu		<a href="#">Kobe, 1990</a>
Yauli	Stratabound	Cu, Zn, Pb	Phyllites, marbres et volcaniques (De)	Gn, Cpy, Sph		<a href="#">Kobe, 1990</a>
Cobrizo	Stratabound (Skarn distal)	Cu (Pb, Zn, Ag)	Calcaire (Per)	Cpy, Apy, Py, Po, Mgt, Gn, Sph		<a href="#">Huamán, 1990; et Marocco et al., 1996</a>
Negra Huañusha	Stratabound	Cu, Ag	Grès (Per)	Cc, Bn, Cv, Stmy, Plb, Ag		<a href="#">Steinmüller, 1999</a>
Buldibuyo	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		<a href="#">Schreiber et al., 1990</a>
Parcoy	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		<a href="#">Schreiber et al., 1990</a>
Suyubamba	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		<a href="#">Schreiber et al., 1990</a>
Poderosa	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		<a href="#">Schreiber et al., 1990</a>
Retamas	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		<a href="#">Schreiber et al., 1990</a>
Real Aventura	Filonien	Au	batholite de Pataz (Car)	Qz, Au, Py, Gn, Sph, Cpy		
Condoriquin	Greisen et	Sn, W,	Granite	Cst, Qz-Chl, Wf,	Pluton de	<a href="#">Clark et al., 1990</a>



a	skarn	Cu, Mo	(Per)	Sph, Apy	Limacpampa	
Sarita	Greisen	Sn, W, Cu, Mo	Granite (Per)	Cpy, Sch, Cst, Mo	Pluton d'Aricama	<a href="#">Candiotti et Guerrero, 1983</a>
Macusani	Filonien	Au	(Per)			

***Tableau 2. 2. Résumé des âges publiés pour le batholite de Pataz.***

Roche	Minéral	Méthode	Age (Ma)	Référence
-------	---------	---------	----------	-----------

Monzogabbro	Zircon	U-Pb	333,2±7,7	Miskovick <i>et al.</i> , 2009
Monzogranite	Zircon	U-Pb	301±5,2	
Granodiorite (?)	Zircon	U-Pb	336,4±0,6	Schaltegger <i>et al.</i> , 2006
Granodiorite	Biotite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	328,1±1,2	Haeberlin, 2002
Monzogranite	Biotite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	329,2±1,4	
Aplite	Biotite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	325,4±1,4	
Aplite	Muscovite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	322,1±2,8	
Granodiorite	Zircon	U-Pb	329±1	Vidal <i>et al.</i> , 1995
(?)	Hornblende	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	305±8	Schreiber <i>et al.</i> , 1990
(?)	Biotite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	321±1	

## CHAPITRE III

### CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET GÉOMÉTRIQUES

#### Introduction

Le processus de formation des veines est le résultat d'un ou de plusieurs cycles répétitifs dans le temps. La texture et la paragenèse minérale, la géométrie, l'attitude, l'étendue de la minéralisation, le type d'altération hydrothermale et son étendue, expriment des conditions présentes pendant la formation et l'évolution des structures minéralisées.

Les filons aurifères peuvent se former : 1) par le remplissage de fractures formées de manière synchrone à la circulation hydrothermale ; ou 2) par le remplissage de fractures antérieures sans lien avec la circulation hydrothermale ([Sibson, 1987; Cox, 1999 et 2002](#)). En fonction du mécanisme de remplissage des fractures, différents types de veines vont se former. Ces types de veines sont : 1) les veines en extension ; 2) les veines en cisaillement ; et 3) et les veines hybrides qui sont intermédiaires entre les deux types précédents ([Sibson, 1986](#)).

Les veines en extension se caractérisent par la dilatation et les cristaux se disposent perpendiculairement aux épontes ([Ramsay et Huber, 1983](#)). Les veines

en cisaillement se forment dans un régime compressif, elles sont exprimées par le remplissage des ouvertures générées le long des plans de cisaillement (Robert et Brown, 1986) et les cristaux montrent une orientation oblique à irrégulière aux épontes. Enfin les veines hybrides peuvent être résumées par la génération d'ouvertures avec remplissage et glissement (Petit *et al.*, 1999).

Au cours de la formation des filons aurifères, 3 étapes sont nécessaires, même si celles-ci peuvent être concomitantes: 1) la fracturation ; 2) le remplissage minéral ; et 3) la précipitation de l'or. Ces étapes sont décrites en détails ci-dessous.

Les fractures qui vont loger les veines peuvent être anciennes ou contemporaines à la circulation des premiers fluides minéralisateurs. La génération de nouvelles fractures ainsi que la réouverture des fractures précoces sont possibles et ce, en lien avec les cycles sismiques ou la surpressurisation des fluides. Le remplissage de fractures par des minéraux hydrothermaux est à l'origine des veines. La précipitation de l'or peut être contrôlée par des réactions chimiques, physico-chimiques ou physiques, soit lors d'une précipitation primaire ou d'une précipitation tardive, avec ou sans remobilisation d'or.

Le présent chapitre vise à tracer la chronologie du remplissage de la formation des filons aurifères et à identifier leur minéralogie, et ce dans la perspective de contraindre les conditions de formation des filons et de la précipitation de l'or. Cet objectif a été accompli en compilant les études et les

données disponibles pour la région, ainsi que sur la base d'observations et d'études mégascopiques et microscopiques sur le terrain d'étude.

### **3.1 Etat des connaissances sur la minéralisation à Poderosa-Pataz**

#### **3.1.1 Généralités**

Le district aurifère de Poderosa-Pataz, situé dans la partie orientale de la Cordillère des Andes du nord du Pérou, est reconnu pour ses nombreuses veines aurifères de quartz-sulfures. Depuis 1982, la Société Minière Poderosa a produit plus de 2,5 Moz d'or à partir de plus d'une trentaine de veines. Certaines d'entre elles s'étendent sur plus de 5 km et la minéralisation est exposée le long d'une section verticale de 2,5 km fournie par le haut-relief de la Cordillère des Andes.

Le domaine du district aurifère de Poderosa-Pataz s'étend sur environ 20 km et comprend les mines de La Lima, Papagayo, Tingo, Consuelo, et Pataz (figures 3.1 et 3.2). Les veines minéralisées sont logées surtout dans le batholite de Pataz, qui est composé de roches d'affinité calco-alkaline, dominées par les granodiorites et en moindre proportion par des diorites (Schreiber *et al.*, 1990; Oré Sánchez, 2006). La disposition des veines reconnues forme un couloir d'orientation NNO, de 2 à 3 km de largeur à la bordure ouest du batholite de Pataz (figures 3.2 et 3.3).

Due à la couverture des roches mésozoïques et cénozoïques et à la difficulté d'accès, leur extension latérale vers le nord et le sud restent encore méconnue. Néanmoins, les veines du district de Pataz et Parcoy montrent des

branches sigmoïdes vers le nord et le nord-est. Dans la partie nord, plus précisément dans la zone de Mogollón et celle de Las Balsas, des branches secondaires de direction nord-est sont documentées par [Sanchez \(2006\)](#) pour les filons aurifères encaissés dans les complexes intrusifs cambriens à permien.

### 3.1.1.1 Géométrie et organisation des veines

Le stéréogramme de la [figure 3.3](#) présente une compilation des mesures de toutes les veines à la surface reconnue par les géologues d'exploration à la mine (Société Minière Poderosa S.A.). La direction des veines en général est N-S avec un pendage moyen de  $35^{\circ}$  vers l'est.

Dans le district, au moment de l'étude, la cartographie de surface et les travaux miniers disponibles ont permis de classer géométriquement les veines en deux familles. Il s'agit : 1) des veines à faible pendage ( $<40^{\circ}$ ), à savoir Jimena, Mercedes, Glorita 2 et Irma ; et 2) des veines à pendage modéré ( $>40^{\circ}$ ), par exemple, les veines La Lima, Glorita, Karola, Las Jugadoras, Sheila, Consuelo, Marleny, Maria Rosa, Virginia, San Pedro-San Vicente, San Lorenzo, Cristina et San Francisco ([figure 3.4](#)). La [figure 3.5](#) illustre la relation entre les deux familles de veines.

Les caractéristiques des veines constituant les deux familles ont été compilées en utilisant les données de la Société Minière Poderosa et sont présentées aux [tableaux 3.1](#) et [3.2](#).

**Tableau 3.1. Caractéristiques des veines à faible pendage.**

	Jimena	Mercedes	Glorita 2*	Irma
Orientation générale	312/12° 270/15°	057/22° 306/20°	336/14°	270/38°
Longueur (km) développement minière	> 0,5	> 0,5	> 1	> 0,40
Extension (m) verticale	>700	>1500	>700	>300
Branches (sigmoïdes) significatives	Locale et de courte extension. Fractures et veinules // à la veine	Locale et de courte extension. Fractures et veinules // à la veine	Locale et de courte extension. Fractures et veinules // à la veine	Veinules sub- parallèles à la veine aux épontes
Plan de veine	Ondulant et planaire	Planaire et ondulant	Ondulant et planaire	Planaire
Épaisseur (m)	Moy = 0,98 Δ = 0,56 Min = 0,02 Max = 5	Moy = 1,07 Δ = 0,49 Min = 0,10 Max = 8,40	Moy = 0,79 Δ = 0,50 Min = 0,03 Max = 3,9	Moy = 0,68 Δ = 0,33 Min = 0,10 Max = 2,40
Teneur (Au ppm)	Moy = 38,41 Δ = 71,86 n = 61797	Moy = 23,82 Δ = 46,48 n = 24749	Moy = 32,19 Δ = 61,65 n = 28277	Moy = 15,25 Δ = 23,14 n = 3925

\* La veine Glorita 2 n'affleure pas à la surface contrairement aux veines Mercedes-Jimena et Irma.

Pour les veines à faible pendage, la géométrie et le mécanisme de formation de la veine Mercedes ont été étudiés par [Rivera \(1992\)](#). Également, l'aspect structural de la veine Mercedes ainsi que de la veine Jimena a été étudié par [Daigneault et al. \(2003\)](#), [Oré Sánchez \(2006\)](#) et [Lavoie \(2008\)](#). La veine Jimena, sur la base de sa morphologie et de sa position structurale, est considérée comme la continuité nord-est de la veine Mercedes. La veine Glorita 2 se trouve entre deux veines à pendage modéré soit les veines La Lima et Glorita ([figure 3.5](#)). La nature de l'intersection entre les veines à pendage modéré et celles à faible pendage reste encore méconnue. Les trois veines mentionnées ci-dessus sont reconnues à la mine Papagayo. La veine Irma se trouve à la mine Patáz et a été exploitée entre les années 1995 à 2000.

**Tableau 3.2. Caractéristiques des veines à pendage modéré.**

	Consuelo	La Lima	Karola	Glorita	María Rosa
Orientation	007/45°	005/48°	352/52°	355/45°	340/48°
Longueur (km) développement minière	> 1,5	> 1,7	> 0,8	> 0,7	>0.5
Extension (m) verticale	> 800 2950-2150	> 750 2750-1987	950 2400-1450	> 800 (?) 2800-1987	200 2580-2410
N° de branches (sigmoïdes) significatives	Moins développée - Consuelo Techo - Consuelo Piso		Bien définie - Karola Techo - Karola piso	Bien définie - Glorita - Carmela	
Plan de veine	Planaire	Planaire	Planaire	Planaire	Planaire
Épaisseur (m)	Moy = 1,45 $\Delta$ = 0,75 Min = 0,10 Max = 6,2	Moy = 0,89 $\Delta$ = 0,50 Min = 0,03 Max = 5,70	Moy = 0.90 $\Delta$ = 0,41 Min = 0,09 Max = 2,9	Moy = 0,65 $\Delta$ = 0,37 Min = 0,04 Max = 2,56	Moy = 0,46 $\Delta$ = 0,24 Min = 0,10 Max = 2,60
Teneur (Au ppm)	Moy = 18,65 $\Delta$ = 30,85 n = 20935	Moy = 20,79 $\Delta$ = 34,65 n = 18206	Moy = 30,39 $\Delta$ = 36,47 n = 5006	Moy = 31,43 $\Delta$ = 60,37 n = 3882	Moy = 19.68 $\Delta$ = 42,13 n = 388

Au moment de cette étude, plus de 60% des veines connues dans le district font partie la famille à pendage modéré (>40°). Dans cette famille, les veines La Lima, Glorita, Karola, Consuelo, et María Rosa sont les plus travaillées par la Société Minière Poderosa S.A. À la mine Pataz, la veine San Francisco a été travaillée par la Société Minière *Northern Peru Mining and Smelting Corporation* de la fin du 19<sup>e</sup> siècle jusqu'en 1942. La veine Consuelo, une des veines à pendage modéré, a été l'une des veines les mieux documentées, grâce aux études structurales de [Daigneault et al. \(2003\)](#), [Oré Sánchez \(2006\)](#) et [Tremblay \(2011\)](#).

Au moment de ce travail (2011), le développement minier à la mine Consuelo a permis de définir d'autres veines aurifères. Celles-ci constituent le système filonien d'Atahualpa. Trois veines de ce système sont en exploitation, et deux ont des continuées en surface. Ces veines sont de faible puissance (en moyenne 0,28 m), d'orientations ONO-ESE à fort pendage (>56°), et sont



subparallèles entre elles. Dans ce secteur, il est également possible d'identifier des veines à faible pendage ( $\sim 20^\circ$ ).

Au cours de l'exploration en surface, les géologues de la mine Poderosa ont également découvert les veines du système filonien de Santa Filomena. Celles-ci sont logées dans le complexe métamorphique, le long de la bordure ouest du batholite. L'état de connaissance est limité aux travaux de surface. Mais il est important de noter que leur orientation tend vers une direction E-O avec un pendage modéré ( $56^\circ$ ) vers le nord ([figure 3.4](#)). Les caractéristiques générales des veines décrites précédemment sont présentées au [tableau 3.3](#).

Les études précédentes ([Schreiber et al., 1990](#) ; [Oré Sánchez, 2006](#) ; [Lavoie, 2008](#) ; [Tremblay, 2011](#)) dans le district de Poderosa-Pataz ont mises en évidence 3 organisations de veines: 1) les veines uniques ou singulières de faible envergure ; 2) les veines multiples, représentées par plusieurs veines parallèles ; et 3) les veines composites qui se caractérisent par différents épisodes de remplissage. Le premier cas est moins commun et en général, les veines uniques sont éloignées des vecteurs minéralisés. Les deuxième et troisième cas sont communs et mieux développés dans les vecteurs minéralisés.

**Tableau 3.3. Caractéristiques des veines à pendage modéré et direction ONO-ESE (E-O)**

	Système Atahualpa	Système Santa Filomena
Orientation	307/45°	275/71°
Longueur (km) développement minière	> 1,2	>1,2
Extension (m) Verticale	> 350 2805-2450	N.D.
Nombre de branches (sigmoïdes) significatives	3	5

Roche encaissante	Diorite	Schistes
Dyke associé	Andésite (au mûr)	Lamprophyre (au mûr)
Épaisseur (m)	Moy = 0,48 $\Delta$ = 0,28 Min = 0,05 Max = 2,7	N.D.
Teneur (Au ppm)	Moy = 36,34 $\Delta$ = 60,71 n = 8066	N.D.
Sulfure %	10-90	
Paragenèse	Py – Gn – Sph- Apy – Cpy ---	Py-Sph-Gn-Apy-Cpy-Po
Direction du vecteur minéralisé*	NE	N.D.
Association spatiale des vecteurs minéralisés avec failles sécantes	oui	N.D.
Textures et structures : Veine composite *	oui	oui

*\*Le terme vecteur minéralisé est défini à la section 3.1.4*

L'étude de [Daigneault et al. \(2003\)](#) pour les veines Mercedes, Jimena et Consuelo, suggère que le mécanisme principal de formation des veines est de type fissure-colmatage (*crack-seal*). Les veines La Lima, Atahualpa, Cristina, San Francisco, María Rosa et Karola possèdent toutes des textures d'ouvertures remplissages succesifs indiquant que ce mécanisme a été dominant pour la formation des veines.

### 3.1.1.2 Relation avec les encaissants

Il y a une relation nette entre les caractéristiques des veines et leurs encaissants. Ainsi, les veines encaissées dans les roches intrusives définissent des structures continues et bien individualisées. Par contre, celles dans les roches métamorphiques et sédimentaires correspondent généralement à un système de plusieurs veines et veinules subparallèles.

En général, les veines montrent les mêmes orientations que les unités intrusives où elles sont logées (NNO-SSE). Par exemple, les veines Karola et Jimena se sont mises en place au contact entre le monzogranite et la granodiorite (Oré Sánchez, 2006; cartographie géologique souterraine à Poderosa), alors que la veine Consuelo est au contact d'un lamprophyre avec une diorite (Tremblay, 2011). Ces observations suggèrent que les contacts entre les unités intrusives favorisent la formation de veines bien définies. Dans un autre cas, la veine Irma a une direction E-O, subparallèle aux strates du shale où elle est logée.

Les dykes d'andésite et d'aplite, avec différentes puissances et orientations (stéréogrammes à la figure 3.6), sont liés aux veines de deux façons : 1) il y a les dykes qui recoupent les veines ; et 2) ceux qui se sont mis en place parallèlement aux veines (mur /toit) ou à l'intérieur des veines. Dans ce dernier cas, les dykes sont altérés et sont localement englobés par le matériel de veine.

Localement, les dykes associés aux failles qui recoupent les veines sont associés aux veinules centimétriques de quartz-sulfures et montrent différente intensité et ampleur d'altération hydrothermale.

Au final, il apparaît clair, basé sur les relations entre les veines et leurs encaissants décrites ci-dessus, que les anisotropies primaires que sont les contacts lithologiques au sein de l'encaissant ont favorisé et influencé le développement des veines.

### 3.1.1.3 Composition minérale des veines

Les veines sont composées principalement de quartz, de pyrite, d'arsénopyrite, de sphalérite et de galène, avec des proportions mineures de chalcoppyrite. Selon les secteurs, les carbonates sont communs. La proportion de sulfures peut atteindre 90% modal des minéraux de remplissage de la veine, avec une moyenne de 25%. Le contenu en or est en général directement lié au pourcentage de sulfures. La séquence paragenétique a été étudiée en détail (Tremblay, 2011; Lavoie, 2008; Haeberlin *et al.*, 2004; MacFarlane *et al.*, 1999; Miranda, 1983; Oré Sánchez, 2006; Schreiber *et al.*, 1990) et a été révisée avec la présente étude. Les photos de la **figure 3.7** montrent la minéralogie commune à l'intérieur des vecteurs minéralisés.

### 3.1.1.4 Vecteurs minéralisés

Dans ce travail, le terme « vecteur minéralisé » est utilisé comme une traduction du terme anglais *ore shoot*. Les vecteurs minéralisés correspondent à des portions plus épaisses et plus minéralisées de la veine et qui s'atténue progressivement vers l'extérieur du vecteur pour passer à des zones de veinules puis à des plans de fractures altérées. Ces vecteurs sont de géométries complexes, de tailles et de volumes limités, et leur disposition spatiale est

contrôlée par des anomalies locales et les failles sécantes d'orientation ONO-ESE (N305°) (Oré Sánchez, 2006).

En regard de leur étendue, les vecteurs minéralisés ont des formes planolinéaires ne dépassant pas 500 m en composante pendage et 200 m en composante direction. Malgré que la géométrie des vecteurs minéralisés soit irrégulière, ceux-ci montrent un alignement dans la trajectoire NE et SSE principalement (Daigneault *et al.*, 2003; Oré Sánchez, 2006).

Dans le plan des veines, la disposition spatiale des vecteurs minéralisés suggère fortement que leur présence soit contrôlée par l'intersection de failles sécantes de différents ordres de grandeur. D'autre part, au nord et au sud du district, l'organisation verticale de différentes veines suggère un alignement des vecteurs minéralisés à différentes profondeurs (figure. 3.8).

#### **3.1.1.5 Altération hydrothermale**

L'altération hydrothermale est généralement limitée à quelques centimètres mais atteint localement jusqu'à 2 m de la bordure des filons. Elle varie d'une altération phyllique dans la zone proximale à une altération propylitique dans la zone distale à la veine. Ces altérations ont été reconnues et décrites dans des travaux précédents tels que ceux de : Miranda (1983); Schreiber *et al.* (1990); MacFarlane *et al.* (1999); Haeberlin *et al.* (2004); Oré Sánchez (2006); Lavoie

(2008); Tremblay (2011). L'altération phyllique est constituée, en différentes proportions, de séricite, chlorite,  $\pm$ carbonates et  $\pm$ pyrite. Selon la composition des encaissants, dans la granodiorite et le monzogranite, l'altération est composée de: séricite, quartz, pyrite, carbonates et chlorite ( $\text{Ser}+\text{Qz}+\text{Py}\pm\text{Cbs}\pm\text{Chl}$ ). Dans la diorite, la microdiorite et l'hornblendite, l'altération est composée de: fucshite, qui est une séricite de couleur verte, de séricite (blanchâtre), de chlorite, de pyrite et de carbonates ( $\text{Fus}+\text{Ser}\pm\text{CHL}\pm\text{Py}\pm\text{Cbs}$ ). L'altération propylitique est dominée par la chlorite. Witt *et al.* (2016) ont démontré que les micas de l'altération proximale des veines dans le batholite de Pataz et dans le Complexe de Marañón sont de composition chimique intermédiaire entre la muscovite et l'illite.

### **3.2 Revue des caractéristiques de la minéralisation à Poderosa-Pataz**

Pour les fins de cette étude, les caractéristiques des veines ont été revues. Spécifiquement, les points suivants ont été étudiés: 1) la distribution des veines dans le district ; 2) la composition minérale des veines ; 3) les textures minérales et de déformation ; 4) les caractéristiques des grains d'or ; 5) la synthèse de la paragenèse minérale ; 6) les vecteurs minéralisés ; et 7) le ratio Au/Ag. Cette révision est basée en grande partie sur les travaux entrepris par l'auteur et leur mise en relation avec les données disponibles.

#### **3.2.1 La distribution des veines à l'échelle du district**

Cet aspect avait pour objectif de valider la distribution des veines dans le batholite de Pataz grâce à des travaux de cartographie de reconnaissance sur le terrain. Spécifiquement, il fallait vérifier la présence ou l'absence de minéralisation à la bordure est du batholite. À cet effet, il faut se rappeler que l'essentiel des minéralisations connues est localisé sur la portion ouest du batholite (figure 3.4).

Au final, les travaux ont permis de confirmer l'abondance de minéralisation aurifère près du contact ouest de l'intrusion, qui elle a un pendage vers l'est. De plus, les travaux ont révélé la présence de minéralisation aurifère à l'extérieur de du batholite, même dans les roches volcaniques qui recouvrent l'intrusion le long du contact est, plus précisément là où se trouve la veine Sheyla (figure 3.9). À l'ouest de l'intrusion, dans les roches métamorphiques, de nouveaux secteurs minéralisés sont reconnus, tels que le système Santa Filomena qui montre une forte concentration de structures minéralisées (figure 3.9).

Les nouvelles données recueillies dans cette étude permettent de valider l'abondance des veines NNO et aussi d'identifier un nouveau groupe de veines où l'attitude principale est ONO-SSE ( $N308/46^\circ$ , dans la figure 3.9). Le stéréogramme de la figure 3.9 montre que la plupart des pôles des veines tombent dans les quadrants SO et NO; donc, il y a au moins deux groupes de veines. Il s'agit : 1) des veines ONO-ESE à pendage vers le nord ; et 2) des veines SO et NE à pendage vers le nord-ouest et le sud-est.

Les veines ONO-ESE, à pendage modéré vers le nord, sont logées dans l'intrusion. Elles sont mieux développées entre les mines Cosuelo et Patáz et sont disposées dans une zone de 1 km de large par 5 km de long (figure 3.9). Les veines les plus représentatives sont celles du système Atahualpa à l'ouest et de la veine Guadalupe à l'est. Le système de veines Santa Filomena correspond au même groupe de veines, mais elles sont encaissées dans la série métamorphique du Complexe de Marañon. Leur étendue longitudinale dépasse le kilomètre et se présentent sous la forme de cinq structures subparallèles (figure 3.9).

Dans le secteur nord de la zone d'étude (figure 3.9), la veine Esperanza de direction SE et subverticale est exposée sur plus de 500 m de longueur. Elle est spatialement associée à une faille. La minéralisation est de type bréchique à stockwerk. Elle est remplie de quartz gris, de quartz fumé et avec de la pyrite dans les fractures et aux épontes.

Les veines d'orientation SO, ayant un faible pendage vers le nord-ouest, sont bien représentées par la veine La Porfía. Celle-ci est une des veines situées à l'intérieur du couloir de minéralisation qui contient également les veines Atahualpa et Guadalupe (figure 3.9). D'autre part, les veines à pendage vers le SE sont encore peu documentées.

Les veines Santa Filomena et Atahualpa sont accompagnées d'un dyke mafique. Celui-ci est généralement au mur des veines et présente une altération hydrothermale propylitique. Pour la veine Porfía, le dyke est absent et la veine est



en contact avec du shale comme encaissant au toit et de la diorite au mur. Au final, ces nouvelles données et observations permettent de regrouper les veines dans 4 nouveaux groupes qui sont détaillés au **tableau 3.4**.

**Tableau 3.4. Regroupement des veines selon leur attitude générale.**

	Attitude générale	Veine
Groupe I (NNO-SSE)	345-360/45°	Consuelo***, Marleny**, La Lima**, Glorita**, Karola***, Choloque**, Virginia**, San Pedro-San Vicente <sup>a</sup> , San Lorenzo <sup>a</sup> , Cristina <sup>a</sup> , Maria Rosa**, San Francisco <sup>a</sup> , Las Jugadoras <sup>a</sup> , Sheila <sup>a</sup> Los Manzanos <sup>a</sup> , Santa Isabel <sup>a</sup>
Groupe II (E-O)	90-110/20° 270-315/ 25°	Mercedes**, Jimena***, Glorita 2**, Irma**, Briana
Groupe III (ONO-ESE)	300-320/56°	Esperanza, Sistema Santa Filomena, Sistema Atahualpa**, Guadalupe, Santa María <sup>a</sup>
Groupe IV (SO-NE)	190/28° 190/45°	Porfía <sup>a</sup> Jannet <sup>a</sup>

\*\*\* État de connaissance plus avancée, \*\*Données existantes avec accès limité, \*accès limité, <sup>a</sup> travaux artisanaux ou affleurement en surface.

### 3.2.2 Revue de la paragenèse minérale

Pour décrire la paragenèse minérale, le défi était de sélectionner des stations d'observation dans les secteurs stériles des veines et à l'intérieur des vecteurs minéralisés. Suite à une sélection mégascopique, des études microscopiques sur 30 lames minces et plus de 90 sections polies ont été réalisées. Des analyses ciblées en cathodoluminescence et à la microsonde ont permis d'établir la composition de certains minéraux.

Pour les sections polies, les échantillons ont été sélectionnés selon l'accessibilité. Pour le cas des veines connues et en cours de développements miniers, les échantillons ont été prélevés à l'intérieur des vecteurs minéralisés en exploitation (*ore shoot*). Pour le cas des veines moins travaillées, les échantillons

ont été pris en affleurement ou dans les ouvertures des travaux artisanaux. La distribution des échantillons pour cette étude est illustrée à la **figure 3.10**. Les veines présentent dans leur ensemble une certaine homogénéité minéralogique si bien que les descriptions qui suivent peuvent être faites de manière générale.

### **3.2.2.1 Gangue**

Les caractéristiques minéralogiques des veines sont décrites dans les prochains paragraphes. Le quartz et les carbonates constituent les principaux minéraux de la gangue des filons.

#### *Quartz*

Le quartz constitue le remplissage principal des filons. Il se présente sous trois formes. La première forme est la plus commune et correspond à du quartz laiteux, constituée de cristaux de grande taille (> 3 cm) présentant différents degrés de déformation dans les vecteurs minéralisés. Dans les secteurs de déformation plus intense, les cristaux peuvent être brisés, broyés, recristallisés et corrodés à la bordure des grains. Comme il s'agit du remplissage principal, ce quartz est interprété comme étant de 1<sup>ère</sup> génération. La deuxième forme est constituée d'un quartz hyalin (vitreux). Il se présente en bandes, en veinules et en ciment qui remplissent les fractures à l'échelle macro et microscopique dans le quartz de 1<sup>ère</sup> génération. Les grains sont automorphes, sub-automorphes et de dimension millimétrique. Comme il recoupe le quartz de 1<sup>ère</sup> génération, il est donc

considéré comme de 2<sup>e</sup> génération. À l'intérieur des vecteurs minéralisés, des veinules de quartz translucide à gris recoupent celles de la 1<sup>ère</sup> et la 2<sup>e</sup> génération. Ce quartz est donc interprété comme une génération tardive.

Outre cette généralisation, il y a des cas spécifiques qui sont à souligner. Ainsi, à la veine Jimena une génération de quartz gris et de pyrite se retrouve en fragments dans une brèche qui est cimentée par une génération tardive de quartz laiteux ([figure 3.11A-B](#)). À la veine Guadalupe, une génération de quartz laiteux est recoupée par une zone de pyrite, galène et sphalérite. Ces observations suggèrent qu'il y a au moins une génération tardive de quartz laiteux qui remplit certaines veines à la fin de leur formation.

### *Carbonates*

Les carbonates peuvent être facilement identifiés macroscopiquement par leur coloration, à savoir la calcite et la dolomite sont blanchâtres alors que l'ankérite est chamois. Dans les secteurs stériles, la calcite et la dolomite forment généralement des bandes centimétriques. Dans les vecteurs minéralisés, l'ankérite ([figure 3.7A](#)) se trouve à l'intérieur des fractures. Les observations au microscope

montrent que les microfractures sont remplies par des carbonates et de la chlorite associés à la présence d'or.

### 3.2.2.2 Phases métalliques

Les principales phases métalliques des veines sont la pyrite, l'arsénopyrite, la sphalérite et la galène. Les phases métalliques mineures incluent la chalcoppyrite, la pyrrhotite, la freibergite et la jamesonite (sulfosels), ainsi que l'or natif (Miranda, 1983; MacFarlane *et al.*, 1999; Haeblerlin *et al.*, 2004).

#### *Pyrite*

Au sein des veines, la pyrite est le sulfure le plus abondant (Miranda, 1983; MacFarlane *et al.*, 1999; Schreiber *et al.*, 1990; Haeblerlin *et al.*, 2004; Oré Sánchez, 2006; Lavoie, 2008; Witt *et al.*, 2016). Globalement, la pyrite se retrouve sous la forme massive, rubanée, en veinule et disséminée. La pyrite massive en général est à grain grossier. Celle en bandes est à grain fin et associée à de la sphalérite et de la galène également à grains fins. La pyrite rubanée est formée par des cristaux à grain moyen associés à la galène et à la sphalérite à grain grossier. La pyrite disséminée est à grain grossier et distribuée dans le quartz laiteux. La pyrite en veinules est associée à la chlorite et elle est à grain fin.

Dans cette étude, quatre types de pyrite (figure 3.12) ont été identifiés sur la base de la granulométrie minérale : 1) une pyrite de grande taille (Py-la, jusqu'à 3

cm) ; 2) une pyrite de taille moyenne (Py-Ib entre 0,5 et 1 cm) ; 3) une pyrite fine (Py-IIa, < 2 mm) ; et 4) une pyrite fine pentagonale (Py-IIb).

La Py-Ia a été reconnue dans quelques secteurs stériles des veines Jimena, Santa Filomena et Consuelo. Elle est généralement cubique à dodécaédrique et moins bien préservée. Certaines montrent des évidences de lixiviation concentriques (figure 3.12B) et sont affectées par la fracturation qui survient pendant et après la première phase de sulfures.

La Py-Ib (figure 3.12A) est la plus abondante, car elle est présente dans toutes les veines observées. Elle est irrégulière et broyée, cubique à dodécaédrique et de taille inférieure à la Py-Ia. Quand la Py-Ia est présente, les relations de recoupement indiquent que la Py-Ib est clairement tardive.

La Py-IIa est commune dans les vecteurs minéralisés et se retrouve essentiellement dans les fractures des Py-Ia et Py-Ib. Elle se présente sous forme d'agrégats irréguliers avec différents degrés de cataclase et en tant que petits grains cubiques à pentagonaux. Les pyrites fines se retrouvent aussi alignées et/ou disséminées dans la bordure, ainsi que le long de microfractures et de microcisaillements.

La Py-IIb, est systématiquement associée à la chlorite et se présente en microfractures tardives dans les veines, au contact des veines avec l'encaissant dans les vecteurs minéralisés et dans certaines failles. Au microscope, ces pyrites

sont associées à la présence d'or. Dans certains cas, il est possible de voir de l'or libre.

### *Arsénopyrite*

Dans les secteurs stériles, l'arsénopyrite est le sulfure le plus commun au contact des veines et de l'encaissant. L'arsénopyrite est distribuée selon les plans des microfractures parallèlement aux contacts. Globalement, le pourcentage d'arsénopyrite dans les veines encaissées dans les enclaves métamorphiques d'origine sédimentaire ou volcanique est supérieur au pourcentage présent dans les veines encaissées dans l'intrusion. À l'intérieur des vecteurs minéralisés, l'arsénopyrite est moins abondante. Exceptionnellement et très localement, elle peut constituer la principale phase métallique dans quelques vecteurs minéralisés comme pour la veine Jimena au niveau 1987.

Au microscope, l'arsénopyrite se retrouve à la bordure des macrocristaux de pyrite, le long de microfractures, ou en remplacement de la pyrite sous forme de petits cristaux rhombiques automorphes à sub-automorphes. Le contact entre la pyrite et l'arsénopyrite est net à transitionnel.

### *Sphalérite*

La sphalérite est généralement de couleur marron et peut être de différentes tailles. Les plus grands cristaux (2 à 3 cm), de forme cubique, sont observés aux

veines Consuelo et Atahualpa (mine Consuelo) et Santa Isabel dans la zone de Pataz. Ces cristaux sont développés dans les fractures, sous la forme de bandes, ou en remplissage de cavités. Elle remplace aussi les pyrites dans les zones de vecteurs minéralisés. Spatialement, la sphalérite des veines Jimena et Karola est en général plus claire en comparaison avec la sphalérite des veines Santa Isabel, San Pedro et Sheyla où elle est plus riche en inclusions de chalcoppyrite.

### *Galène*

La galène, qui suit la sphalérite dans l'ordre de cristallisation ainsi qu'en abondance relative, est composée de grains fins à grossiers (~1 cm). Les grains grossiers sont les plus communs, alors que les grains fins se retrouvent spécifiquement associés aux bandes de pyrites fines. La galène se présente en remplissage de fractures dans la sphalérite et la pyrite à grain grossier (**figure 3.13**), et sous la forme de dissémination en faible proportion. À l'intérieur de la pyrite, elle est en remplissage tardif. Parfois, la galène massive montre des flexures induites par les contraintes en compression. Dans des cas exceptionnels, quelques grains d'or se trouvent à l'intérieur de la galène.

### *Phases métalliques mineures*

La chalcoppyrite se retrouve sous la forme de remplissage de fractures, comme exsolutions et inclusions à l'intérieur de la sphalérite et plus rarement dans

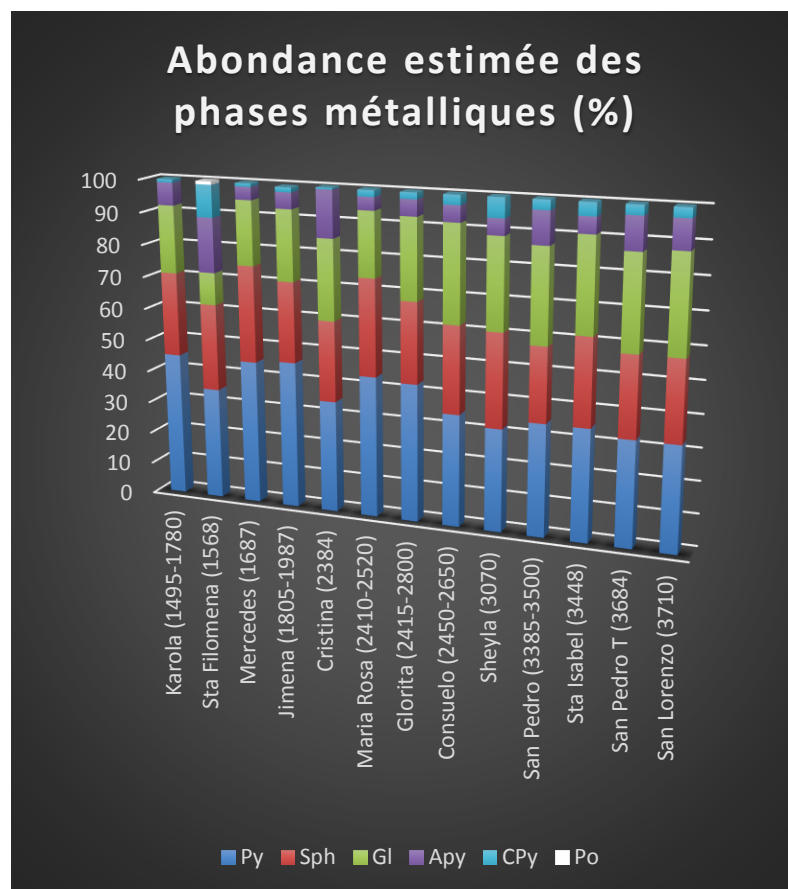
la galène. Elle est communément associée à la présence d'or. Dans les veines Karola, Santa Isabel, Cristina et Maria Rosa, dans la zone de Pataz, l'association entre la chalcopryrite et l'or est claire et nette. Par exemple, en observant la [figure 3.14](#), l'or et la chalcopryrite semblent avoir précipité simultanément.

La pyrrhotite est plus commune dans les veines et veinules associés aux roches métamorphiques, les mêmes qui occupent la partie occidentale du batholite de Pataz et de la zone d'étude (p.ex. Santa Filomena et Cristina). Au microscope, la pyrrhotite semble globalement être tardive. Par exemple, dans le cas de la veine Santa Filomena, elle est synchrone à la chalcopryrite. De petits cristaux de pyrrhotite se forment communément dans la pyrite.

La jamesonite (un sulfosel, [figure 3.15](#)) a été révélée par la cartographie élémentaire à la microsonde sur la galène de la veine Consuelo ([figure 3.15B 3B-C](#)), définie par la présence de petites zones superposées à forte concentration en Ag et Cu. Ces anomalies métalliques ont été identifiées au microscope comme étant des sulfosels sous forme de petites inclusions. Spatialement, leur taille et leur proportion augmentent au sein des veines qui sont situées dans les niveaux les plus élevés de la mine. À la veine San Pedro, on peut observer une particule d'or entourée de sulfosel ([figure 3.15F](#)), démontrant ici l'importance des phases sulfatées. Par contre dans les veines plus profondes, les sulfosels sont absents. Le tableau comparatif ([tableau 3.5](#)), des d'échantillons provenant des vecteurs minéralisés, illustre bien cette distribution spécifique selon la profondeur.



**Tableau 3.5. Contenu en sulfures et sulfates selon leur ordre d'abondance pour les différentes veines étudiées et selon leur niveau d'élévation.**



### 3.2.3 Texture des filons

Les textures des filons sont fonction des conditions hydrauliques et tectoniques présentes lors de leur formation et déformation subséquente (Jébrak, 1992). À l'échelle macroscopique, les textures sont classées comme : 1) rubanée, remplissage d'espaces ouverts, fissure-colmatage (*crack-seal*) et laminée ; 2) à bandes massives ; et 3) d'amas et de brèches (tableau 3.6). Au niveau

microscopique, les textures expriment différents mécanismes, comme la fracturation (cataclase), la dissolution, la diffusion de masse et les précipitations concomitantes (interrelation).

**Tableau 3.6. Textures communes dans les veines.**

Texture	Type	Description	Contexte/Mécanisme
<b>Rubanée</b>	Remplissage d'espaces ouverts ( <i>open-space filling</i> )	Remplissage d'espaces ouverts. Les cristaux croissent typiquement de façon orthogonale aux parois de la veine indiquant un vecteur d'ouverture perpendiculaire aux contacts.	- Formée à des pressions égales à légèrement supérieures à la pression hydrostatique (Vearcombe, 1993; Jébrak et Marcoux, 2008).
	Fisure-colmatage <i>Crack-seal</i>	Rupture et cimentation, à la différence des encroûtements, montrent des alignements des inclusions fluides ou solides qui indiquent des ruptures au cours de la croissance cristalline (Ramsay, 1980)	- Caractéristique dans des failles sismiques en contexte compressif (Sibson, 1990) - Processus répétitif de fracturation et cimentation (Ramsay, 1980) - Formée dans un contexte mixte d'extension-cisaillement (Olivier et Bons, 2001)
	Lamination	Caractérisée par l'allongement des cristaux le long de la zone de déformation.	- Dans un contexte de cisaillement pur (Jébrak et Marcoux, 2008).
<b>Massive</b>	<i>Buck</i>	L'aspect global de la veine est homogène, uniforme et dense (Dowling et Morrison, 1989)	- Caractéristique des gisements mésothermaux-plutonique (Dowling et Morrison, 1989)
<b>Amas*</b>		Masses à contours irréguliers, à bordures nettes ou diffuses (Jébrak et Marcoux, 2008).	
<b>Bréchiques</b>	Hydraulique et fluidalisée	Sont caractérisées par une concentration importante de fragments d'éponte (ou de veine préalablement formée) à l'intérieur des veines (Hodgson, 1989).	- Correspondent à des phénomènes de rupture ou de dissolution aux niveaux assez superficiels (Laznicka, 1988). - Les brèches hydrauliques, en général, sont associées à des zones de failles, elles résultent d'une augmentation de la pression du fluide, ce qui entraîne une baisse de la pression effective et une rupture souvent en traction (Jébrak et Marcoux, 2008) - Les brèches fluidalisées formées par la circulation rapide de fluides denses fortement chargés en fragments dans un filon ou une <i>pipe</i> (Jébrak et Marcoux, 2008).

(\*) La morphologie des structures minérales dans cette étude fait référence à la forme et à la disposition des minéraux et fragments dans les veines selon Jébrak et Marcoux (2008).

### *Au niveau macroscopique*

À Poderosa-Pataz, l'observation de la disposition et de la géométrie des constituants des veines a révélé que les textures rubanées, remplissage d'espaces ouverts, les brèches, les bandes massives et laminées sont dominantes dans l'ensemble du district. À titre de comparaison, les textures de remplissage d'espaces ouverts, laminées et bréchiques sont présentes dans les veines à faible pendage (p.ex. la veine Jimena, [Lavoie, 2008](#)) et dans les veines à pendage modéré ([Tremblay, 2012](#); p.ex. la veine Consuelo [figure 3.16](#)). Proportionnellement, la texture laminée est plus commune dans les veines à pendage modéré.

En termes de précipitation, le quartz est toujours présent dans chaque génération de remplissage, en accord avec les études précédentes ([Miranda, 1983](#); [Schreiber et al., 1990](#); [MacFarlane et al., 1999](#); [Haeberlin et al., 2004](#); [Oré Sanchez, 2006](#); [Lavoie, 2008](#)). Le quartz de la deuxième génération, qui se manifeste comme du quartz recristallisé, en remplissage de fractures et d'espaces ouverts, il est associé aux sulfures de la deuxième génération.

En ce qui concerne les processus d'ouverture et remplissage des veines, les caractéristiques au niveau mégascopique sont exprimées par : 1) le recoupement de quartz laiteux par une autre génération de quartz gris tardif ; 2) le remplissage de sulfures dans un nouveau cycle d'ouverture ; et 3) une nouvelle

génération de fractures qui sont remplies par du quartz gris, carbonates, séricite, chlorite et pyrite. Celles-ci peuvent être interprétées comme résultant de plusieurs cycles d'ouverture et remplissage.

Le recoupement des veines par des failles sécantes, la présence de stries le long des plans de la veine, la présence de boue (*gouge*) aux contacts, les duplications de veines par chevauchement, les textures laminées et le pincement lenticulaire (*pinch and swell*) sont autant d'indications qui impliquent des déplacements le long des plans des veines et donc une déformation superposée.

#### *Au niveau microscopique*

En lames minces, la texture cataclasée se caractérise par la présence de quartz en mosaïques polygonales, par la réduction de la taille des sulfures et par une recristallisation au niveau du quartz et de la pyrite. À Poderosa, la texture cataclasée est dominante surtout à l'intérieur des vecteurs minéralisés. La texture de dislocation est illustrée par la corrosion du quartz et par la déformation de la galène et de la sphalérite. La texture associée à la dissolution de masse est manifestée par les contacts irréguliers du quartz, des contacts stylolitiques du quartz et de la pyrite, et par des séries de microfractures anastomosées qui sont remplies par les chlorites et les séricites. La texture de « *chalcopyrite disease* » se manifeste par des micro-inclusions de chalcopyrite dans la sphalérite (figure 3.17).

La déformation se matérialise de différentes manières, à savoir : 1) le broyage des pyrites primaires, soit la pyrite à grain grossier ; 2) la fracturation des arsénopyrites (une proportion d'arsénopyrite fine est déposée dans des microfractures et d'autres forment de petites bandes subparallèles aux contacts avec les épontes, et les pyrites primaires sont également affectée) ; 3) la déformation et la fracturation de la sphalérite ainsi que de la pyrite et de l'arsénopyrite (ceci n'affecte pas la galène) ; et 4) la déformation des galènes (flexures) et microveinules remplies de quartz, séricite, chlorite et carbonates recoupant les sulfures et les quartz précédents. Ces expressions identifiées au microscope sont présentes surtout dans les zones minéralisées, alors que la quatrième est spécifique et a été observée seulement à la veine Consuelo.

En considérant que la pyrite grossière, de première génération est le premier sulfure formé, suivi de l'arsénopyrite à la bordure de cette pyrite et dans ses fractures, et que la sphalérite et la galène correspondent à la 2<sup>e</sup> phase métallique, on peut déduire que la déformation des minéraux filoniens s'exprime de différentes manières selon le matériel affecté.

### **3.2.4 Caractéristiques des grains d'or**

À Poderosa-Pataz, comme dans la plupart des gisements filoniens aurifères ([Bourges et al., 1994](#); [Kuscu et Erler, 2002](#)), les contrôles physiques sont importants pour expliquer la distribution et l'accumulation de l'or. Dans le cas présent, la fracturation de la pyrite, les bandes de déformation au niveau des

grains de pyrite et les variations compositionnelles des pyrites correspondent aux manifestations physiques intimement liées à la présence de particules d'or libre.

Dans le district de Poderosa-Pataz, les observations microscopiques démontrent que l'or libre est communément associé avec la pyrite de la première génération (Py-1a et Py-1b), dû au fait qu'elle est abondante et fracturée. L'or se présente sous forme de particules comprises dans un intervalle de grandeur de 0,01 à 0,30 mm. Sur la base de 839 observations de grains d'or ([tableau 3.7](#), [figures 3.18 et 3.19](#)), il a été établi que l'or libre est présent le plus communément : 1) en remplissage de fractures et sous la forme d'inclusions dans la pyrite et à l'interface entre les cristaux de pyrite (86%) ; 2) au contact entre la pyrite et d'autres sulfures comme l'arsénopyrite et la chalcoppyrite (8%) ; et 3) dans les minéraux de gangue comme le quartz et les carbonates (6%). Les minéraux qui accompagnent les grains d'or sont le plus communément la chlorite et les carbonates, soit en microveinule ou en dissémination.

**Tableau 3. 7. Habitus de l'or et ses relations avec les sulfures**

Échantillon	Veine	Élévation	N° de particules d'or observés							% Sulfures	Description de sulfures
			Py 1*	Py 2*	Py 3*	Qz	Sph	Gn	Apy		
145001	Glorita	2415	6	3	9	1				85	>Py massive/fracturée, <<Apy dans petites couloirs

152004	San Pedro1	3385			1				30	>Py et <<Apy fine dans un réseau de fractures
152005	San Pedro2	3402			1				97	>Py grossière légèrement fracturée
152006	San Pedro2	3402			4				70	>Py, <Apy, <<Sph, et <<<Gn
152008	San Pedro3	3500			3				93	>Py fragmenté dans couloir de déformation, < veinules de galène, sphalérite
152009	San Pedro T1	3648		1	2				55	>Py moyenne/fine, << Apy en bordure de grains et microfractures de la Py
152010	San Pedro T1	3648	4	3	17				15	>Py à grain moyen en fractures et disséminée, <<Apy
152018	Cristina	2343			5				25	>Py fracturé, <Gn, <<Apy en bordure de la Py et remplissant fractures
152012	San Lorenzo	3710	1		4				20	>Py à grain moyen disséminé
152021	Mayas	2292			1				7	>Py grain moyen, <<microveinules de Gn
152028	Cristina	2384			1				20	>Py en fractures avec des bordures d'Apy fine
152033	María Rosa	2511			1				9	>Py moyenne disséminée
152036	María Rosa	2516			1				13	>Py moyenne disséminée
152038	Irma	2512	6		5				97	>Py grossière/déformée au niveau de cataclase
152046	Chosa vieja	3076	5		40				35	>grains de Py isolé/fracture, et microveinules de Pph
152052	Sheyla	3070					3	1	100	>Py et Sph, <<<Gn
152053	Sheyla	3070	1		7				13	>Py moyenne, <<Apy dans microfractures
152058	Jugadoras	2423	7		2				60	>Bandes de py recoupés par couloirs de déformation à Apy
152059	Karola T	1777	3	5	13	2			70	>Py moyenne affectée par un couloir de déformation composée

										par << d'Apy et Py fine
152067	Karola P	1704	1		6				85	>Py grossière/fracturée
152068	Karola P	1703			30				8	>Py cubique, isolée et partialement fracturée
152069	Karola P	1703				3			7	>Py fine dans microveinules
152071	Karola P	1667	11		6	6		2	55	>Py moyenne, et dans fractures de déformation associée à l'Apy
152072	Karola T	1605	1		18				80	>Py massive, de grande taille, et fracturé
152072-b	Karola T	1605	12	5	63	3			95	>Py massive, de grande taille, et fracturé
152074	Karola T	1659	6		5	0			45	>Py grossière/fracture, Apy fine en bordure de Py et fractures
152076	Karola T	1669			2				3	>Py fine dans microveinules
152077	Karola T	1495	2	11	1			1	50	>Py affectée par couloir de déformation au niveau de cataclase, <<Apy
152081	Karola T	1491	8	1	20	5	5		88	>Py grossière/fragmentée
152092	Sta Filomena	1568	4	3	2				85	>Py fragmentée recoupée et remplacée par Apy
152095	Glorita	2800	5		1				45	>Py grossière/fracturée
152096	Glorita	2800	2		7	3			30	>Py fracture, <Apy en bordure des fractures
Cons2600	Consuelo	2601					6		15	>réseau de veinules de Gn et Sph en remplissage de microfractures, <Py
Cons2650	Consuelo	2649	2					1	55	>Py moyenne, Gn et Sph dans fractures et bordure des grains de qz
isa-3-3	Sta Isabel	3448	7		12		3		55	>Py moyenne, Gn et Sph
jcore1	Jimena	1805	3		2	13			77	>Py broyée (cataclasée)
Jcore2	Jimena	1862	2		4				98	>Py broyée (cataclasée)
Jcore3	Jimena	1851	3						27	>Py, <Gn et Sph, tous en microfractures



J1950	Jimena	1956			1				55	>Py moyenne/légèrement fracturé
jcore1987	Jimena	1982	14	15	11				70	>Py massive/fracturée, <<Gn, Sph et Apy
Kar1600	Karola T	1608	78	5	15	11	2	5	65	>Py fracturé, <<Apy
Kar1650	Karola T	1670	13	4	54	2			12	>veinule de Py déformée (fragmentée)
2410	Maria Rosa	2410			10				10	Deux grains de Py fracturés, Apy disséminé en enclaves de roches dans les veines
II	LL2	2192	35		40	7			95	>Py massive, <<Gn et Sph
Morena	Mercedes	1687	7	5	13				97	>Py fine produite par la fragmentation et broyage de Py grossière
156033	Norma	4002			1			1	23	>microveinules de Py et Apy cataclastique
156034	Norma	4002	1						8	>Py disséminée, <<Apy dans bordure de la Py
156036	Norma	4003			1				9	>Py disséminée, <<Apy dans bordure de la Py

### 3.2.5 Synthèse de la paragenèse minérale

Les bases de la synthèse paragenétique reposent sur les observations minéralogiques et texturales et les travaux antérieurs présentés dans les sections précédentes. Cette synthèse permet de proposer une nouvelle paragenèse métallique illustrée à la **figure 3.20**. Ce raffinement de la paragenèse permettra de mieux préciser les mécanismes de formation des veines et de la précipitation de l'or.

Les travaux précédents (Miranda, 1983; Schreiber *et al.*, 1990; MacFarlane *et al.*, 1999; Haeberlin *et al.*, 2004; Oré Sanchez, 2006; Lavoie, 2008) ont révélé

trois stades principaux de remplissage des filons du district. Un premier stade est constitué de quartz laiteux, pyrite grossière, arsénopyrite et une petite proportion sectorisée de sphalérite et de galène à grain fin. Le deuxième stade de sulfures est dominé par la sphalérite et la galène, avec une faible proportion de chalcoppyrite, de pyrite et d'arsénopyrite. La pyrrhotite et des sulfosels sont restreints à quelques échantillons. Également, il existe une génération tardive de carbonates et de quartz. La présence de wolframite a été rapportée par [Miranda \(1994\)](#) et [MacFarlane \*et al.\* \(1999\)](#) dans les veines de La Lima à Poderosa-Pataz et certaines veines du district de Parcoy respectivement.

En ce qui concerne la pyrite, l'identification de deux formes de pyrites de grande taille dans les veines Jimena, Santa Filomena, Consuelo et Porfía, antérieures à la 2<sup>e</sup> phase métallique, permet de suggérer qu'il y a par endroits deux générations de pyrites dans la première phase métallique (Py-Ia et Py-IIb).

Dans les veines Jimena, Karola, Atahualpa, Consuelo et Santa Isabel, la galène grossière se retrouve en bordure de la sphalérite et la recoupe. Ces relations impliquent que la galène a précipité peu après la formation de la sphalérite.

La précipitation des particules d'or est tardive par rapport à la formation de la sphalérite et de la galène. À titre d'exception, une seule lame mince de la veine Consuelo expose de la pyrite contenant des particules d'or englobées par la sphalérite.

Pour les lames minces des veines Cristina, Karola, Atahualpa et Jimena (figure 3.14), les contacts entre la chalcopryrite et les grains d'or sont nets, ce qui permet de proposer une relation de précipitation synchrone.

La présence des petits cristaux de sulfosels tardifs sous la forme d'inclusions dans la galène et ceux identifiés individuellement sont en général reconnus dans les veines Consuelo, Santa Isabel et San Pedro. Ces veines sont situées à l'est du batholite et aux niveaux supérieurs du district. La présence de pyrrhotite est révélée dans les veines de La Lima, Jimena, et Santa Filomena. Ces veines se situent aux niveaux inférieurs et à la marge ouest du batholite.

### **3.2.6 Vecteurs minéralisés**

Les observations de terrain, dans les vecteurs minéralisés des veines La Lima, Jimena, Mercedes, Consuelo et Atahualpa, indiquent que la proportion de sulfures peut atteindre les 100% par endroits. Localement, à la bordure de quelques vecteurs minéralisés, l'arsénopyrite est disséminée, tandis que les corps principaux sont plus riches en pyrite et galène-sphalérite. Cette différence minéralogique fait envisager une zonalité locale qui est restreinte aux vecteurs minéralisés. Donc, la zonalité minérale s'exprime, en outre, au niveau de quelques vecteurs minéralisés. Elle est définie par la présence de pyrite et d'arsénopyrite dans les zones moins riches en or, tandis que la présence de pyrite, sphalérite,

galène, combinée à un faible pourcentage d'arsénopyrite, est liée aux zones riches en or.

### 3.2.7 Ratio Au/Ag

Pour les gisements aurifères filoniens à la fois pour les modèles orogéniques et de filiation intrusive (*IRGS*), la relation Au/Ag est considérée comme un élément discriminant. En outre, [Poulsen et al. \(2000\)](#) utilise cette relation Au-Ag pour classer les gisements aurifères. Dans cette section, les relations Au versus Ag sont considérées pour tenter de faire ressortir des affiliations métallogéniques.

Les ratios Au/Ag ont été compilés à partir d'analyses provenant de 2 sources. La première provient de certains forages carottés et des échantillonnages à la mine à Poderosa-Pataz ( $n = 5817$ ). La deuxième source de données (*chip sampling*  $n = 127$ ) est tirée des travaux de [Hernandez et Montalvo \(1998\)](#). Les deux groupes d'échantillons ont été analysés au laboratoire chimique de la mine Poderosa pour les deux éléments Au et Ag.

Le traitement des données analytiques à la mine Poderosa est le suivant;

- Pour chaque veine, les données considérées comme étant liées à un effet pépite ont été identifiées sur la base que les valeurs sont  $\geq$  à la moyenne plus deux fois l'écart-type.

- Sans tenir compte des teneurs anormales (effet de pépité) identifiées à la première étape, on obtient une nouvelle moyenne et un nouvel écart-type de la nouvelle population.
- Les teneurs anormales initiales sont remplacées par la moyenne plus deux fois l'écart-type de la nouvelle population.
- Pour finir, la moyenne des valeurs pour les veines sera :
- $\text{Moyenne} = \sum (\text{puissance} \times \text{teneur}) / \sum \text{puissance}$

Sur cette base, le ratio Au/Ag a été calculé (**tableau 3.8**) pour les veines selon leur position géographique, à savoir nord, centre et sud de la zone d'étude (**figure 3.21**).

La distribution des concentrations d'Ag est montrée dans la **figure 3.21**. La teneur moyenne en Ag est 20,78 g/t (n = 5821). La distribution de l'argent à Poderosa-Pataz montre des pics qui dépassent les 400 g/t dans les veines Glorita, Jimena, Karola, Sheyla (4 échantillons > 2000 g/t), Atahualpa, Murcielago, Romero et San Lorenzo. Avec la correction de l'effet pépité, la valeur maximale (230 g/t) a été enregistrée à la veine Santa Isabel.

**Tableau 3.8. Ratio comparatif Au /Ag pour les différentes veines selon leur position longitudinale.**

	Veines du secteur Nord						
	Carmela	Glorita 2 - Escondida	Glorita	Jimena	Karola	La Lima	Mercedes
Au (ppm)	9,61	2,20	2,89	11,50	12,03	2,75	6,78
Ag (ppm)	18,71	14,54	18,94	20,98	26,30	20,36	22,41
Au/Ag	0,51	0,15	0,15	0,57	0,46	0,14	0,30
Nombre	26	223	370	2224	163	44	43
Niveau	1870	1729	1742	1580	1406	1753	1489

	1999	2151	2014	2141	1878	2077	1722
--	------	------	------	------	------	------	------

	Veines du secteur Central			
	Choloque - Cajatambo	Consuelo	Atahualpa	Lola
Au (ppm)	5,52	6,20	9,82	4,89
Ag (ppm)	18,82	20,80	20,56	16,82
Au/Ag	0,29	0,30	0,48	0,29
Nombre	277	807	341	64
Niveau	1440 2420	2010 2691	2345 2945	2462 2806

	Veines du secteur Sud							
	VIRG, ANGE, SMAR	CRIS, Irma, MARO	GUAD, JULI, BRIA	MURC, Romero	PORF, SISA	SLOR	SVIC	SFRA
Au (ppm)	5,93	2,46	9,45	8,26	11,03	4,69	5,36	4,53
Ag (ppm)	17,05	14,83	27,32	94,87	45,87	43,27	17,02	15,75
Au/Ag	0,34	0,17	0,35	0,09	0,24	0,11	0,31	0,29
Nombre	794	48	112	20	48	59	123	46
Niveau	2040 2719	1970 2519	2395 2664	3444 3504	2940 3342	3710 3750	2469 2718	2053 2327

VIRG = Virginia, ANGE = Angelina, SMAR = Santa María, CRIS = Cristina, MARO = María Rosa, GUAD = Guadalupe, JULI = Julie, BRIA = Briana, MURC = Murciélago, PORF = Porfía, SISA = Santa Isabel, SLOR = San Lorenzo, SVIC = San Vicente, et SFRA = San Francisco.

Les rapports Au/Ag faibles correspondent aux veines Murciélago-Romero et San Lorenzo qui ont été reconnues entre les niveaux 2395 et 3750 m. Par contre le ratio élevé correspond à la veine Jimena entre les niveaux 1580 à 2141. Le diagramme de la [figure 3.22](#) montre qu'il existe une corrélation positive entre les hautes teneurs en Au et celles en Ag.

Indépendamment de leur distribution spatiale, il faut noter que les valeurs Au/Ag définissent deux regroupements spécifiques. Le premier correspond à des zones de faibles valeurs d'Ag. Le deuxième groupe correspond à des valeurs

élevées d'Ag. Enfin, il faut noter que les valeurs Ag sont toujours très élevées au sein des vecteurs minéralisés.

### 3.3 Discussion

Dans cette section, trois principaux points sont discutés de manière préliminaire pour préciser ou fixer certains concepts qui seront détaillés dans les chapitres suivants. Il s'agit : 1) de l'attitude et de la distribution des veines ; 2) de la signification des caractéristiques minéralogiques pour la précipitation de l'or ; et 3) de la zonalité Au - Ag à l'échelle du district.

#### 3.3.1 Attitude et distribution des veines

À l'origine, les veines à Poderosa-Pataz ont été classées comme des veines formées dans un régime compressif à l'intérieur du modèle orogénique ([Haeberlin et al., 2004](#)). Les éléments en support à ce modèle ont été : 1) la présence des deux systèmes de veines à fort et faible pendage vers l'est ; et 2) la spécificité des textures : laminée pour les veines fortement inclinées et encroûtement pour celles à faible pendage. Spécifiquement, [Haeberlin et al. \(2004\)](#) considèrent que les veines à pendage modéré sont des veines en cisaillement auxquelles sont associées les veines à faible pendage formées en extension. Dans un tel modèle, la dilatance est plus aisée au sein des structures subhorizontales par rapport aux structures subverticales. À l'inverse, selon [Oré Sánchez \(2006\)](#), les intersections des plans entre les veines et les failles sécantes (ONO) sont considérées comme

des zones favorables pour la formation des vecteurs minéralisés. En effet, la pressurisation des fluides à une pression supralithostatique peut préférentiellement permettre la formation de veines dans des fractures préexistantes (Sibson, 1996), particulièrement pour celles à faible pendage.

Dans cette étude, il est documenté que la texture dominante est celle de fissure-colmatage (figure 3.16A), suivi de la texture en remplissage d'espaces ouverts (figure 3.16A et C) et que la texture laminée (figure 3.16 E et F) constitue une texture superposée et donc tardive par rapport à la formation des veines. Cette relation est divergente par rapport au modèle orogénique où les veines se forment durant la déformation. En plus de ces textures, à l'intérieur des vecteurs minéralisés, il est commun d'observer les sulfures massifs (figure 3.16 C et D).

De plus, avec les travaux récents, il est possible d'affirmer que le modèle basé sur une géométrie simple de veines orientées NO-SE à fort et faible pendage est en réalité plus complexe. On y reconnaît des géométries plus variées qui ont été regroupées en 4 groupes de veines (tableau 3.4).

1. Les veines NNO-SSE à pendage modéré vers le NE représentent 59% des veines reconnues ;
2. les veines à faible pendage vers l'est, le SE et le NE représentent 17% ;
3. les veines ONO-ESE à pendage modéré se présentent comme une série de veines subparallèles regroupées dans deux systèmes, en plus des veines, Santa María, Guadalupe et Esperanza, elles représentent 17% du total ;



4. et les veines SO à faible pendage vers le NO qui représentent 7% du total.

Considérant la texture, la forme et l'orientation multidirectionnelle des veines, leurs caractéristiques pointent vers une minéralisation formée essentiellement en contexte d'extension, mais où le régime hydraulique supralithostatique est nécessaire pour expliquer la dilation et la formation de veines à directions et pendages variés.

### **3.3.2 Caractéristiques minéralogiques et précipitation de l'or**

Le contenu de sulfures à Poderosa-Pataz est supérieur à 25 %, ce qui est nettement contrastant par rapport aux veines du modèle orogénique ( $\leq 3-5\%$  ; [Groves \*et al.\*, 1998](#)) et aux veines du modèle de filiation intrusive ( $< 5\%$  ; [IRGS Lang et Baker, 2001](#)). La caractérisation des gisements orogéniques par [Groves \*et al.\* \(1998\)](#) indique que l'arsénopyrite est le sulfure dominant dans les veines encaissées dans les roches métasédimentaires, alors que la pyrite ou la pyrrhotite sont communes dans les veines logées dans les roches mafiques et les granitoïdes. De plus, l'étude réalisée par [Duuring \*et al.\* \(2007\)](#), pour les veines des gisements aurifères dans le Craton de Yilgarn, montre une différence du contenu en sulfures dans les veines selon le degré de métamorphisme des roches encaissantes. Ainsi, la pyrite est le sulfure dominant dans les veines logées au sein de roches faiblement métamorphisées, alors que la pyrrhotite est dominante dans les veines associées à un métamorphisme élevé des roches. D'autre part,

pour les gisements de filiation intrusive (IRGS), la minéralogie des sulfures de fer consiste en de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite et de la pyrite (Lang et Baker, 2001).

À Poderosa-Pataz, malgré que l'arsénopyrite soit plus importante dans les veines encaissées dans des roches métasédimentaires que dans les granitoïdes, le pourcentage de pyrite est toujours supérieur à celui de l'arsénopyrite dans les vecteurs minéralisés. En outre, des traces de wolframite ont été identifiées par Miranda (1983) et Schreiber *et al.* (1990). Ce minéral, qui renferme du tungstène (W), est commun dans les gisements IRGS et est justement considéré comme un élément discriminant pour le modèle de filiation intrusive.

Pour plusieurs gisements, la formation des pyrites entraîne la précipitation de l'or (McCuaig et Kerrich, 1998 ; Williams-Jones *et al.*, 2009 ; Beaucamp, 2010). À Poderosa-Pataz, d'après les observations microscopiques, la minéralisation la plus importante en or libre est tardive à la deuxième phase métallique (figure 3.14) ou à la fin de cette phase. En conséquence, bien que l'association spatiale de la pyrite et de l'or libre soit commune, la précipitation des deux (pyrite - or libre) n'est pas synchrone.

En général, les études sur 1) la minéralogie et les textures ; 2) la morphologie et la géométrie des corps minéralisés ; 3) l'histoire structurale ; et 4) l'altération hydrothermale permettent de proposer un même mécanisme pour la formation de l'ensemble des filons au sein du batholite de Pataz.

### 3.3.2.1 Texture, fracturation et porosité

La séquence paragenétique à Poderosa-Pataz est relativement simple. Elle débute par la formation de la veine de quartz, avec des sulfures primaires comme la pyrite et l'arsénopyrite. Puis, la deuxième génération de pyrite s'initie avec la formation de la sphalérite en passant par la galène et plus tardivement, les minéraux de moindre abondance comme la chalcoppyrite, la pyrrhotite et les sulfosels. En considérant que l'or libre se trouve essentiellement dans les fractures et les porosités de la pyrite, dans certains cas avec la chalcoppyrite et les sulfosels, la précipitation principale de l'or est donc considérée comme le produit final de cette deuxième phase de remplissage des filons.

Les microfractures et la cataclase se superposent à la texture primaire et ce phénomène permet de créer des porosités par fracturation, recristallisation et lixiviation, spécialement de la pyrite. Ils permettent de créer les espaces remplis par les sulfures comme la pyrite et la sphalérite, ainsi qu'une nouvelle génération de quartz.

Les textures rubanées sont la signature de mécanismes d'ouverture et de remplissage. Le fait d'avoir une texture normale en remplissage d'espaces ouverts pourrait impliquer une vitesse d'ouverture supérieure à celle de la croissance des minéraux ([Vearncombe, 1993](#)). Dans le cas contraire, les textures de fissure-colmatage sont produites. Celles-ci sont particulièrement communes dans les vecteurs minéralisés à Poderosa-Pataz. D'un autre côté, les différentes textures

laminées reflètent des mouvements tectoniques tardifs par rapport à la formation des veines.

Les épisodes cycliques de remplissage et de fracturation des filons sont typiques des gisements filoniens aurifères. C'est la raison pour laquelle un mécanisme de dilatation pendant la formation de la première génération (la première phase) de minéralisation est proposé ([Oré Sánchez, 2006](#); [Lavoie, 2008](#)). Chronologiquement, un événement de déformation tardif se superpose après la formation des filons. Le résultat de cette déformation est la formation de failles, micro-fractures (microfailles) avec broyage/écrasement de quartz et pyrite.

Pour le piégeage des particules d'or, la fracturation de la pyrite dans les filons du batholite de Pataz est une des caractéristiques physiques typiques de la minéralisation. Selon la documentation, la pyrite peut former des textures de cataclase à des températures variants entre 300°C et 550°C au faciès des schistes verts ([McClay et Ellis, 1984](#) ; [Craig, 1983](#) ; [Lianxing et McClay, 1992](#) ; [Cook et al., 1993](#) ; [Kuscu et Erler, 2002](#)). Cependant, à Poderosa-Pataz, la sphalérite et la galène montrent un comportement semi-plastique durant la déformation tardive ([figure 3.23](#)). Selon [Gilligan et Marshall \(1987\)](#), la galène est le plus ductile des sulfures communs dans des conditions de basse température et elle possède une vitesse de déformation très élevée par rapport aux autres.

L'importance génétique des micro-couloirs de fracturation dans les grains de pyrites, décrits précédemment, mérite ici une attention particulière. Certes,

plusieurs particules d'or se trouvent dans les fractures aux bordures des bandes de microdéformation et dans les cristaux de grande taille qui sont en processus de réduction de taille. Néanmoins le plus communément, l'or est présent dans des zones de lessivage des pyrites. Donc, une pyrite poreuse et très fracturée semble fournir les conditions physiques les plus favorables pour la précipitation des particules d'or libre. De toute évidence à Poderosa-Pataz, les conditions physiques ont généré les anomalies propices à l'accumulation des particules d'or libre.

### **3.3.2.2 Association sulfures et or**

L'association de l'or et de la pyrite est une caractéristique commune dans les gisements aurifères hydrothermaux (Boyle, 1979, 1987). Selon les observations à Poderosa-Pataz : 1) la relation spatiale de la pyrite et de l'or est intime ; 2) il est moins commun de trouver des particules d'or dans les autres sulfures (sphalérite, galène et arsénopyrite) ; et 3) il est exceptionnellement possible d'observer de l'or libre dans les fractures du quartz, généralement associées aux veinules de chlorite.

On considère que la pyrite est divisée en pyrite primaire (Py-I) et secondaire (Py-II). La pyrite primaire se fracture et il en résulte la formation des pyrites de la deuxième phase. Dans le dernier processus de fracturation, il y a recristallisation de la pyrite primaire pour former tardivement une petite quantité de pyrite fine. C'est alors que le troisième type de pyrite, la pyrite pentagonale (Py-IIb), est produite par la recristallisation. Elle est plus ou moins abondante, de quelques

millimètres en taille et est associée à des veinules de séricite et de chlorite tardives.

L'association pyrite-arsénopyrite avec l'or est très commune dans les gisements aurifères et a fait l'objet de plusieurs études (p.ex. [Arehart \*et al.\*, 1993](#); [Fleet \*et al.\*, 1993](#); [Fleet et Mumin, 1997](#); [Palenik \*et al.\*, 2004](#) ; [Reich \*et al.\*, 2005](#)). La relation physique entre la pyrite et l'arsénopyrite est contrôlée par la spéciation du soufre, la fluctuation de la composition des fluides minéralisateurs riches en Fe et As et par le remplacement tardif de l'As par le Fe ou vice-versa (p.ex. [Blanchard \*et al.\*, 2006](#)). Un exemple clair de fluctuation de la composition des fluides est enregistré dans les gisements où la pyrite et l'arsénopyrite présentent des zonalités concentriques en As et Fe (voir Chapitre IV).

À l'origine, cette association entre la pyrite et l'or supporte le fait que l'or pourrait avoir été transporté par des complexes bisulfurés ([Romberger, 1985](#)). Le mécanisme de précipitation de l'or pour de telles conditions de transport est lié à la décroissance de l'activité du soufre ou par l'oxydation ([Romberger, 1985](#); [Mernagh et Bierlin, 2008](#)). Mais à Poderosa-Pataz, d'un point de vue chronologique, l'or est introduit d'une manière synchrone à la chalcoppyrite ([figure 3.14](#)). Le fait que la chalcoppyrite se présente en micro-inclusions disséminées dans la sphalérite peut révéler plusieurs processus importants quant aux conditions de précipitation de l'or, à savoir : 1) un incrément de la température à l'origine des inclusions de chalcoppyrite ; 2) la recristallisation de la sphalérite et la formation d'inclusions ; 3)

la lixiviation de la sphalérite ; et 4) la précipitation synchrone de la chalcopryrite et de la sphalérite due à la différence de solubilité (Bortnikov *et al.*, 1991). Cependant, en raison du fait que la chalcopryrite remplit des fractures tardives en outre dans la sphalérite, la coprécipitation est donc exclue dans la région de Pataz. Au final, la source de la chalcopryrite pourrait provenir d'une ségrégation de la pyrite primaire ou de la sphalérite.

La veine Santa Filomena exprime des conditions différentes en regard des autres veines. La minéralisation se compose de pyrite, galène, sphalérite, chalcopryrite et pyrrhotite dans une gangue de quartz et de carbonates. La présence de pyrrhotite est clairement un élément distinctif qui pourrait être utilisé pour argumenter sur son origine différente. Néanmoins, la présence de pyrrhotite peut être expliquée par son association avec un encaissant métasédimentaire. En effet, l'association de pyrite et pyrrhotite est commune dans les terrains métamorphisés (Yamamoto, 1984), comme c'est le cas pour cette veine. Également, le remplacement de la pyrite par la pyrrhotite, comme c'est le cas à la veine Santa Filomena, peut être générée à basse température (150° C : Arias *et al.*, 1998) dans un système fermé en produisant la libération de H<sub>2</sub>S.

### 3.3.3 Zonalité Au-Ag

Le fait d'avoir deux groupes bien marqués sur la base des ratios Au/Ag peut suggérer deux épisodes différents d'apport d'Au et l'Ag. Pour le premier groupe, les données proviennent essentiellement des zones à faible contenu en Au, à

savoir les structures stériles avec une forte altération, et les zones en bordure des vecteurs minéralisés. Ces zones peuvent contenir jusqu'à 30 ppm d'Ag. Génétiquement, il peut s'agir du bruit de fond métallique généré par les fluides primaires qui contiennent une faible quantité d'or. Pour le deuxième groupe, où la relation Au/Ag exprime un enrichissement en or, il peut s'agir d'une remobilisation de l'or primaire ou encore d'une nouvelle addition d'or dans le système.

En regard des hypothèses génétiques, pour le modèle de filiation intrusive, il est accepté qu'il existe une zonalité d'enrichissement en argent lorsque l'on s'éloigne de la source. À l'inverse, l'or montre un appauvrissement en s'éloignant de la source ([Lang et Baker, 2001](#)). À Poderosa-Pataz, les rapports Ag/Au appuient ce modèle de zonalité qui est restreint cependant au secteur sud-est de la zone d'étude. Néanmoins, il faut souligner que les valeurs en or ne diminuent pas en s'éloignant de la source, c'est seulement un incrément dans la valeur en argent qui fait changer le rapport Au/Ag. À cet égard, il faut souligner que les ratios Ag/Au indiquent une forte concentration d'argent dans la veine Murcielago-Romero et San Lorenzo. Il y a donc des spécificités locales qui rendent le concept de zonalité et de source difficile à utiliser.

Une zonalité thermique pourrait aussi être exprimée par la distribution des minéraux accessoires (pyrrhotite, wolframite et sulfosels). Cette zonalité est également spatialement cohérente avec les rapports Au/Ag dans les niveaux supérieurs du district minier. Spécifiquement, la présence de sulfosels, même en



faible quantité, montre une relation directe avec les teneurs élevées d'argent. D'autre part, la présence de pyrrhotite dans les niveaux plus profonds du système hydrothermal du district suggère des températures plus élevées. Enfin, la zonalité minérale dans les vecteurs minéralisés est beaucoup moins marquée. Elle est limitée à la présence d'arsénopyrite en bordure du vecteur minéralisé et à son absence dans les parties centrales.

D'un point de vue génétique, [Poulsen et al., \(2000\)](#) ont défini pour les gisements aurifères du Canada un diagramme sur la base des rapports Au/Ag pour classifier les types génétiques. Les données du district de Poderosa-Pataz ([figure 3.24](#)) se dispersent dans plusieurs champs, où spécifiquement un pourcentage élevé d'échantillons tombe dans les champs des sulfures massifs volcanogènes et des gisements porphyriques. Seul un nombre restreint d'échantillons sont distribués dans les champs des gisements mésothermaux et épithermaux. Ce diagramme illustre bien la particularité génétique du district à l'étude.

### **3.4 Conclusions**

#### *Au niveau régional*

En considérant que les minéralisations aux mines Bolivar et Longotea au nord du gisement Poderosa-Pataz à 78 et 144 Km respectivement sont de la même origine que celles du batholite de Pataz, l'étendue longitudinale et la distribution de la minéralisation aurifère permettent de proposer que la région fasse

partie d'un événement minéralisateur dont l'empreinte continentale est survenue au Paléozoïque.

Les caractéristiques métalliques des gisements le long de la ceinture paléozoïque associée aux intrusions permettent d'envisager la formation de plusieurs gisements à différentes profondeurs. Quelques variations à l'échelle de la région sont retenues. Au sud, la minéralisation dans le district de Parcoy est plutôt aurifère (information personnelle, ratio Au/Ag de 40 à 0.98), et à Pataz elle est aurifère avec quelques zones riches en argent (ratio Au/Ag < 1). Finalement, au nord, les gisements de Balsas sont auro-argentifères, peut-être moins profonds que ceux de Poderosa-Pataz.

Globalement, la minéralisation présente des différences en termes de contenu métallique, exprimées par les rapports Au/Ag, et en termes de l'abondance de sulfures par rapport aux modèles orogéniques et de filiation intrusive.

#### *Au niveau du district*

La zone minéralisée principale se localise dans un couloir de 3 à 4 km de largeur et de 20 km de longueur et de direction N020° parallèle à l'alignement andin. La géométrie des veines à Poderosa-Pataz définit 4 familles : les veines NNO (1) et E-O (ONW-ESE) (2) à pendage fort vers le NE et N, et les veines E-O (3) et N (4) de nature ondulante. Indépendamment de leur géométrie,

l'omniprésence des textures de remplissage des veines en extension suggère qu'elles ont été formées principalement en extension, compatible avec un contexte dominé par une pression supralithostatique des fluides.

Les zones minéralisées se caractérisent pour un fort contenu en sulfures. La pyrite montre plusieurs degrés de déformation et elle est associée à la sphalérite et à la galène. L'arsénopyrite, la chalcoppyrite et la pyrrhotite se retrouvent en proportion mineure.

À Poderosa-Pataz, la nature cataclastique de la pyrite a favorisé la circulation et le piégeage des solutions aurifères, plus que les autres sulfures au comportement plus ductile, qui composent les veines. En raison de la texture minérale et de l'assemblage de sulfures, la chronologie minérale des veines indique que l'époque fertile de minéralisation aurifère est tardive et qu'elle est associée aux derniers fluides de la deuxième phase métallique. Sur cette base, l'introduction de l'or est interprétée plus vieux que l'âge déterminé ( $< 312$  Ma par [Haeberlin et al., \(2004\)](#) sur les séricites hydrothermales.

D'après la paragenèse minérale, il existe une zonalité verticale manifestée par les minéraux en traces i.e. par la présence ponctuelle de pyrrhotite et de wolframite dans les filons les plus profonds verticalement, et de sulfosels dans les veines les plus élevées, comme celles de Consuelo, Santa Isabel, Sheyla, San Pedro et San Lorenzo. Néanmoins, la zonalité au niveau du district sur la base du contenu en argent reste à préciser. Cela pourrait avoir le potentiel de traduire une

zonalité thermique à l'échelle du district, de retracer l'évolution verticale, ou d'interpréter différents secteurs comme des centres minéralisateurs. Enfin, les plages d'or libre ainsi que les analyses chimiques démontrent que l'or est distribué sur plus de 2,5 km verticalement. À ce stade-ci, la limite inférieure de la minéralisation n'est pas établie.

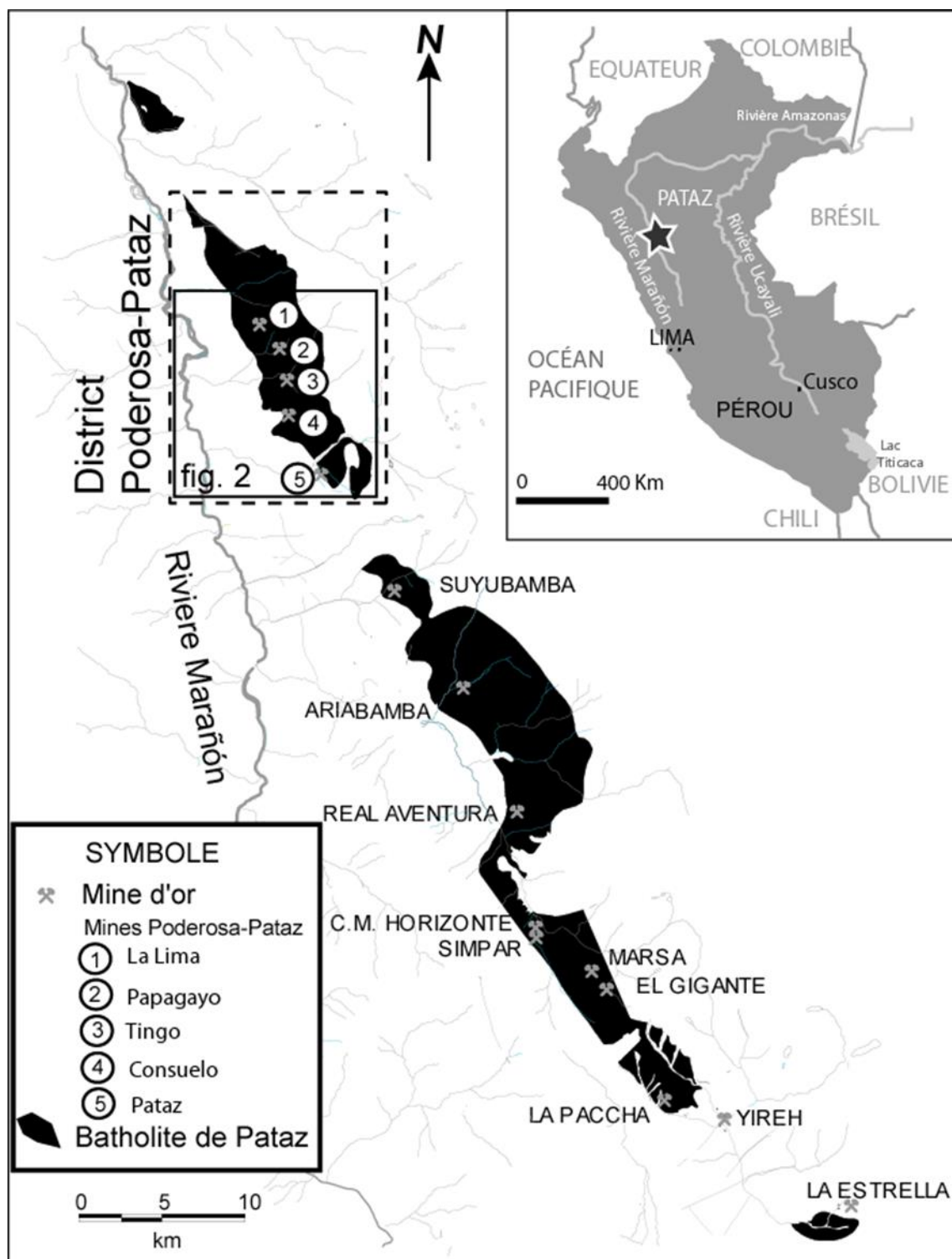
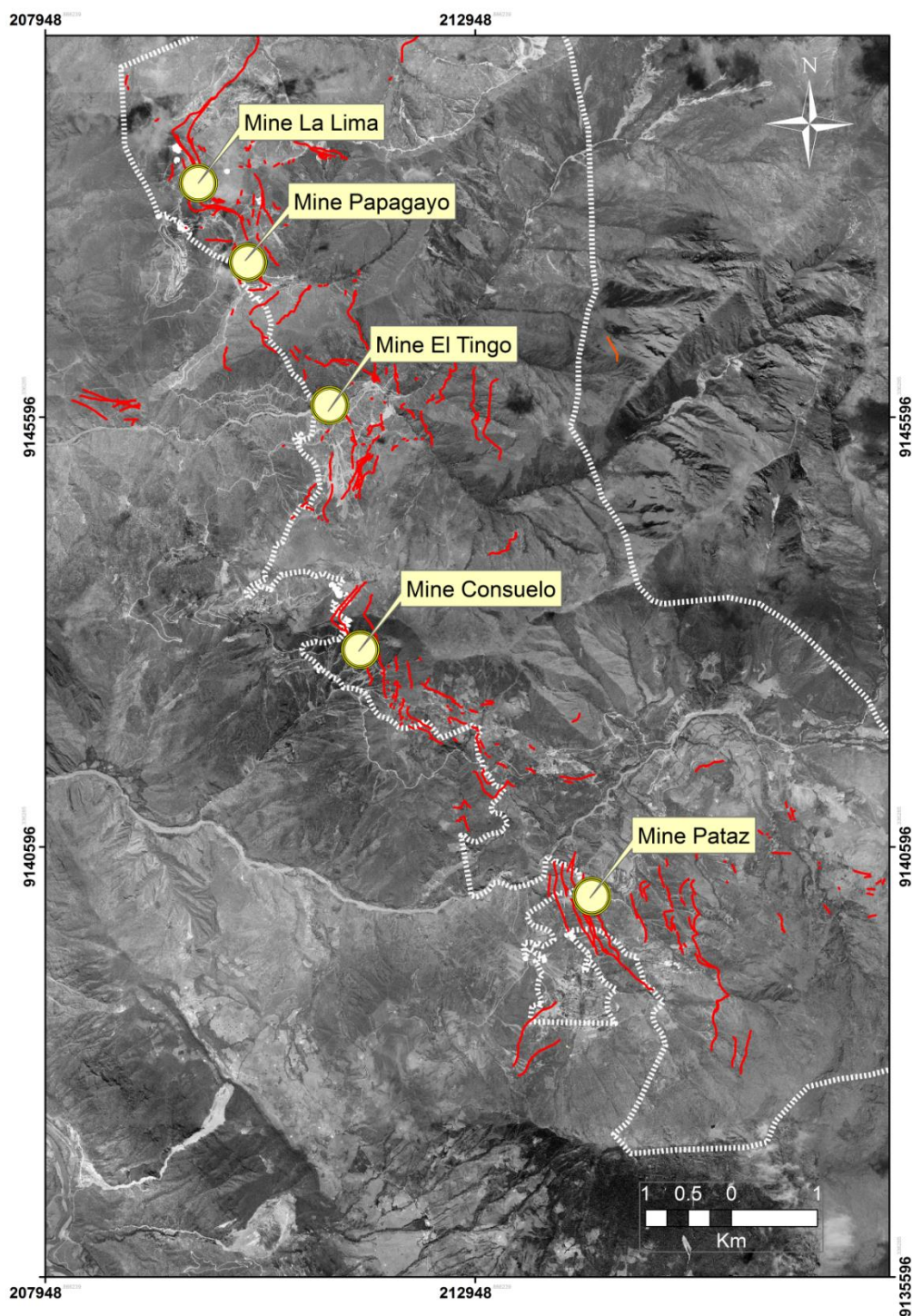
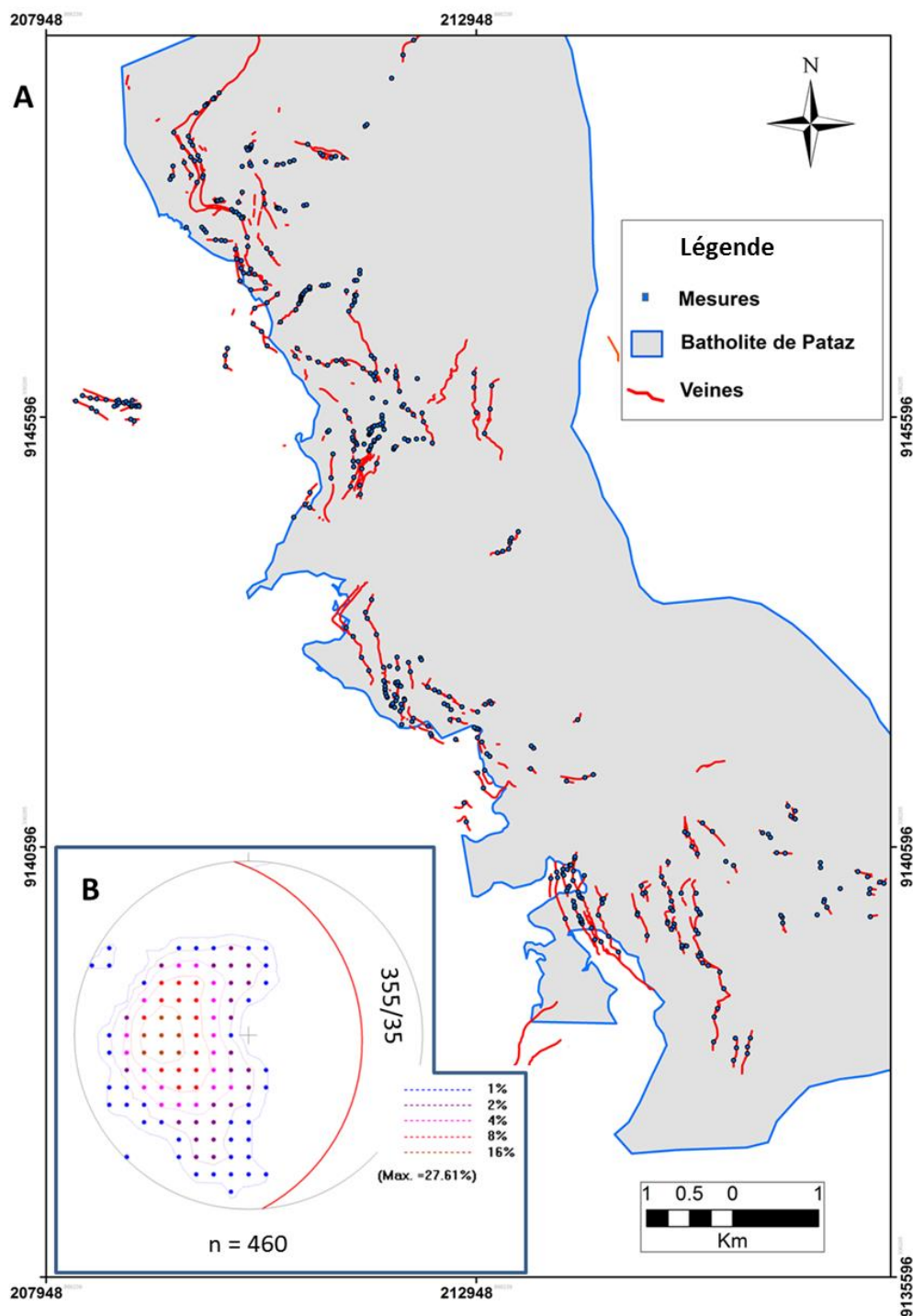


Figure 3. 1. Localisation des mines aurifères dans le batholite de Pataz.



**Figure 3. 2.** Orthophotographie du district aurifère Poderosa-Pataz, montrant en rouge la distribution des veines en surface et en blanc la bordure du batholite de Pataz.





**Figure 3.3.** District aurifère Poderosa-Pataz : A) Distribution des principales veines considérées dans cette étude. B) Stéréogramme qui montre l'orientation générale des veines à partir des mesures de surface (données disponibles à la Société Minière Poderosa).

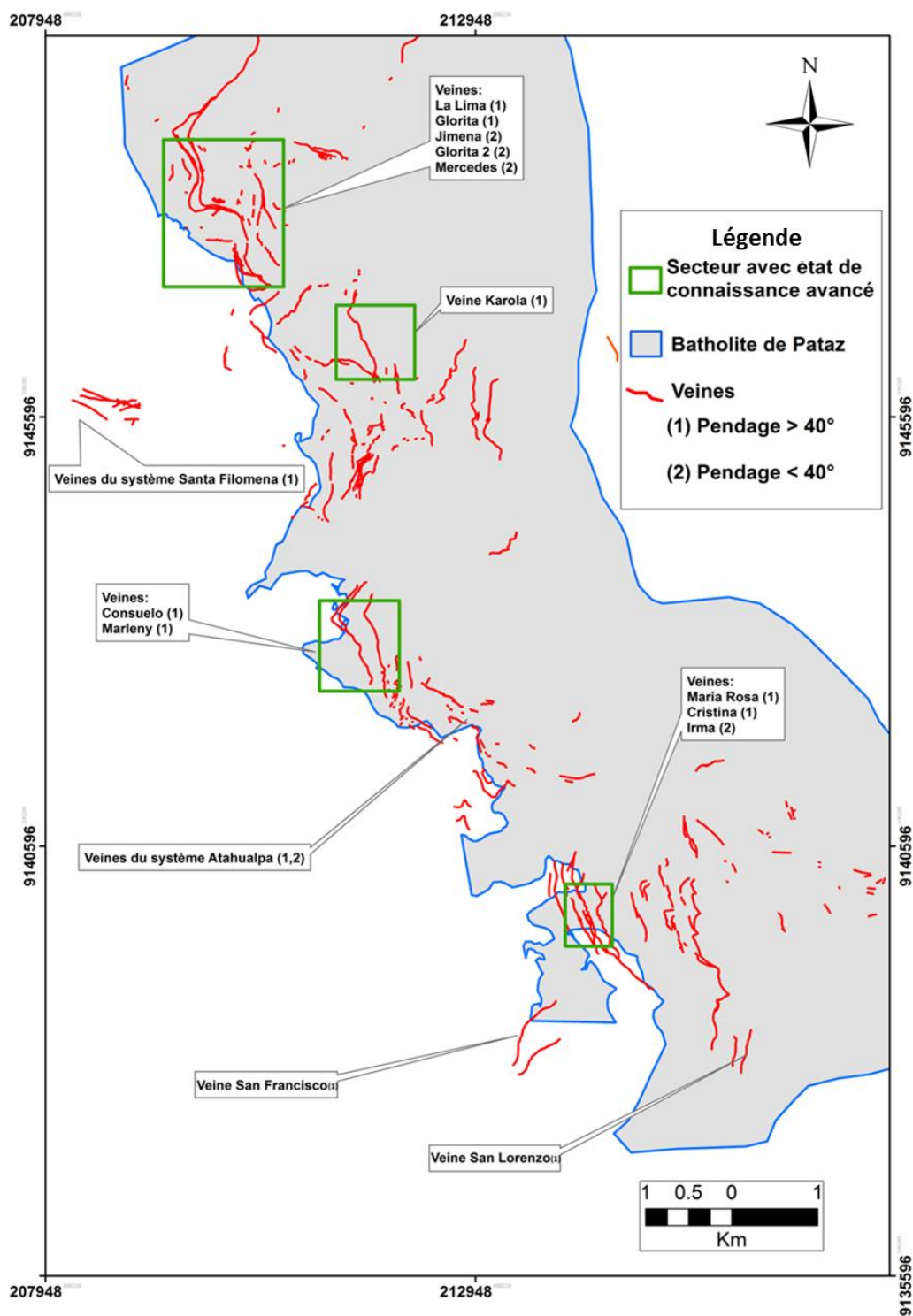
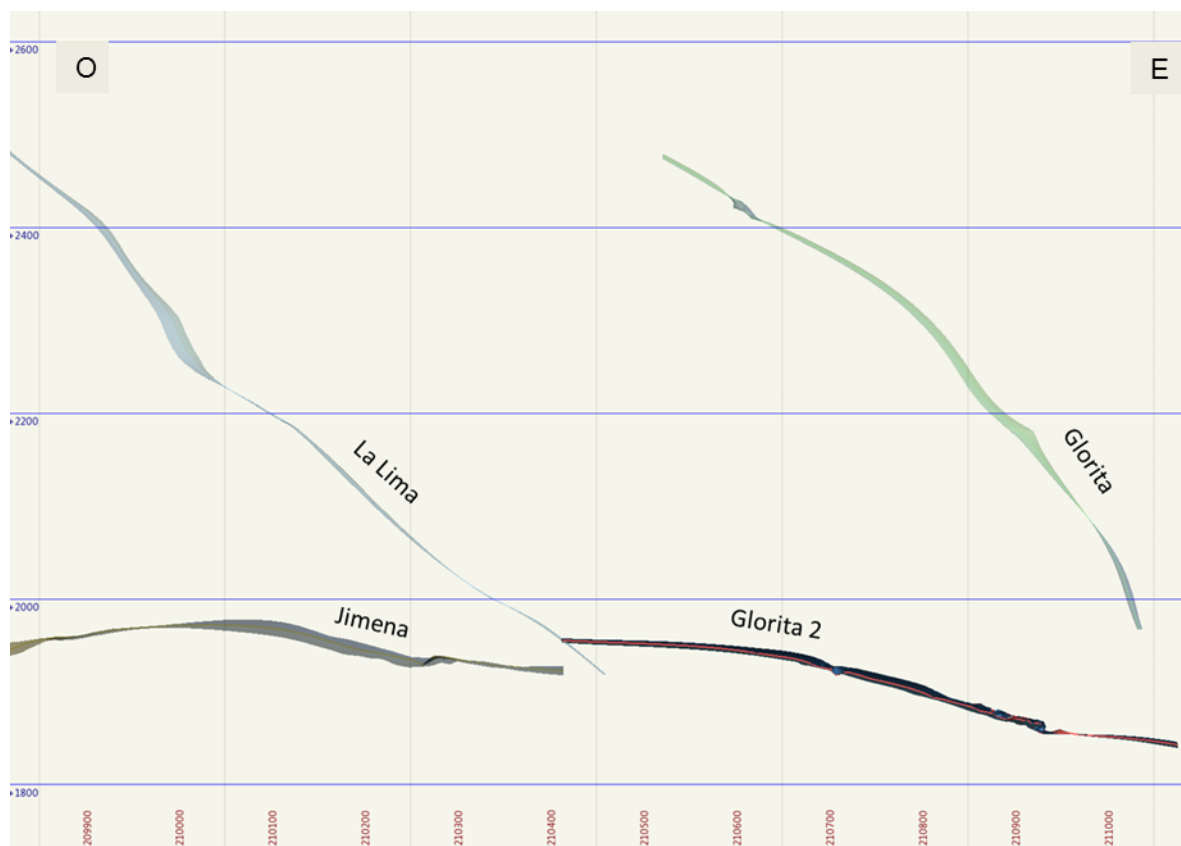
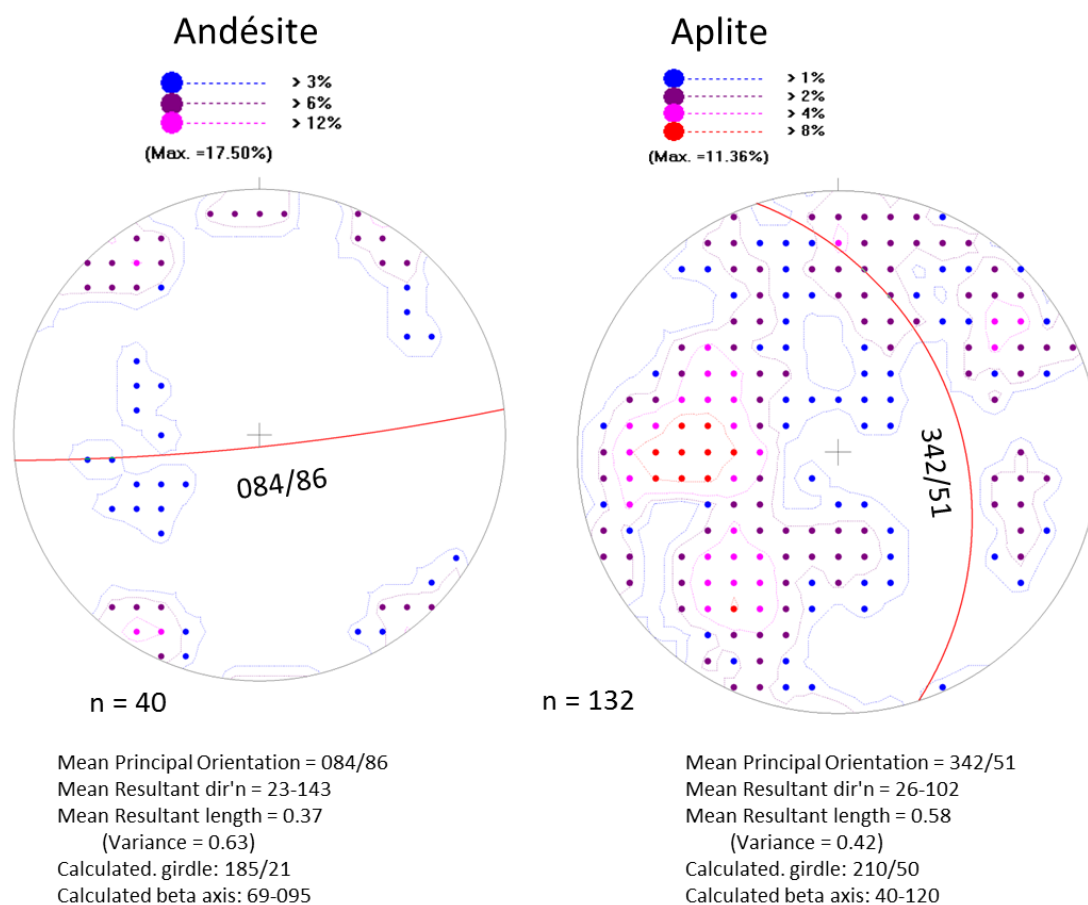


Figure 3. 4. Distribution des veines à fort et à faible pendage connues au moment de l'étude.

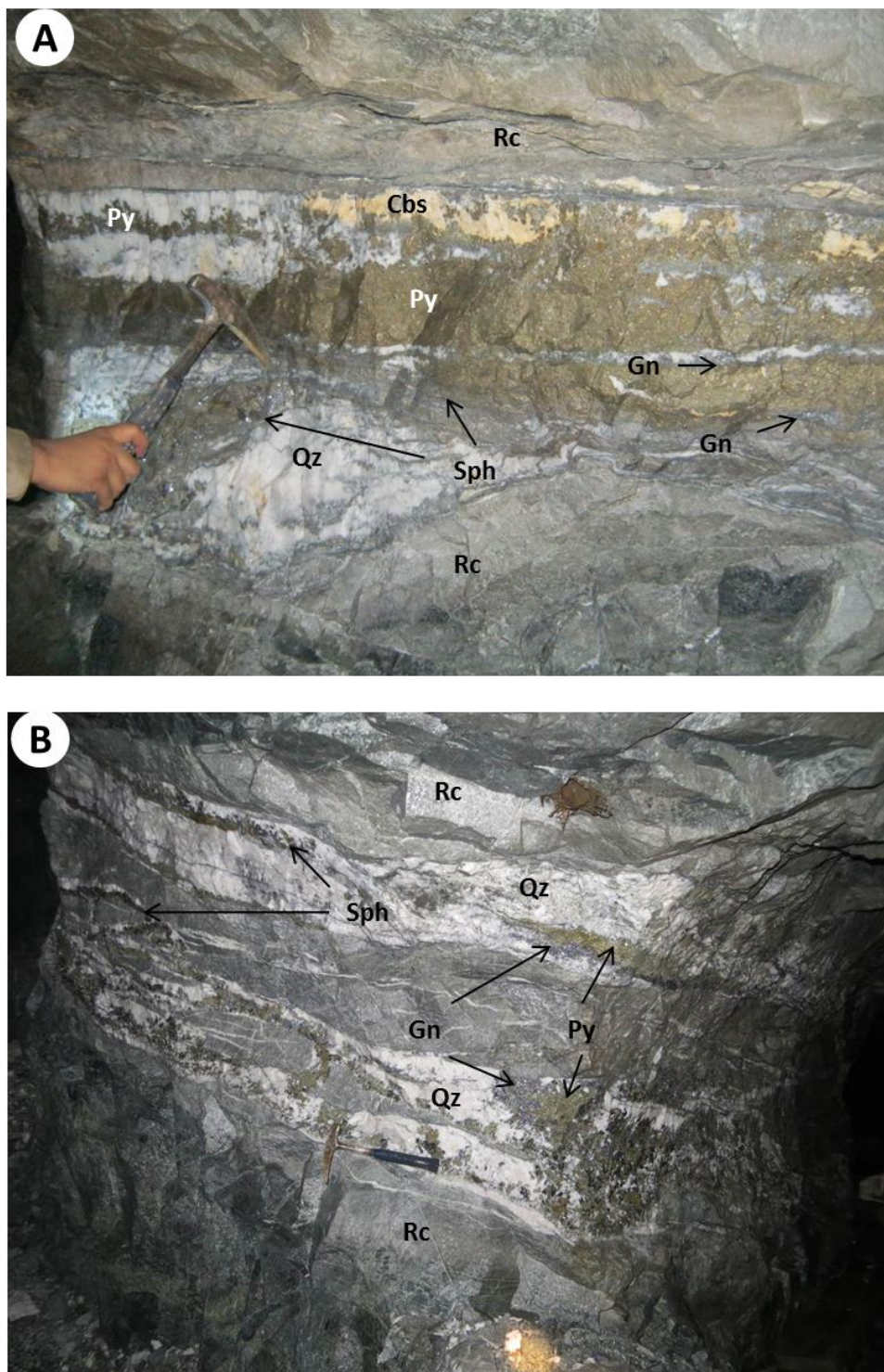




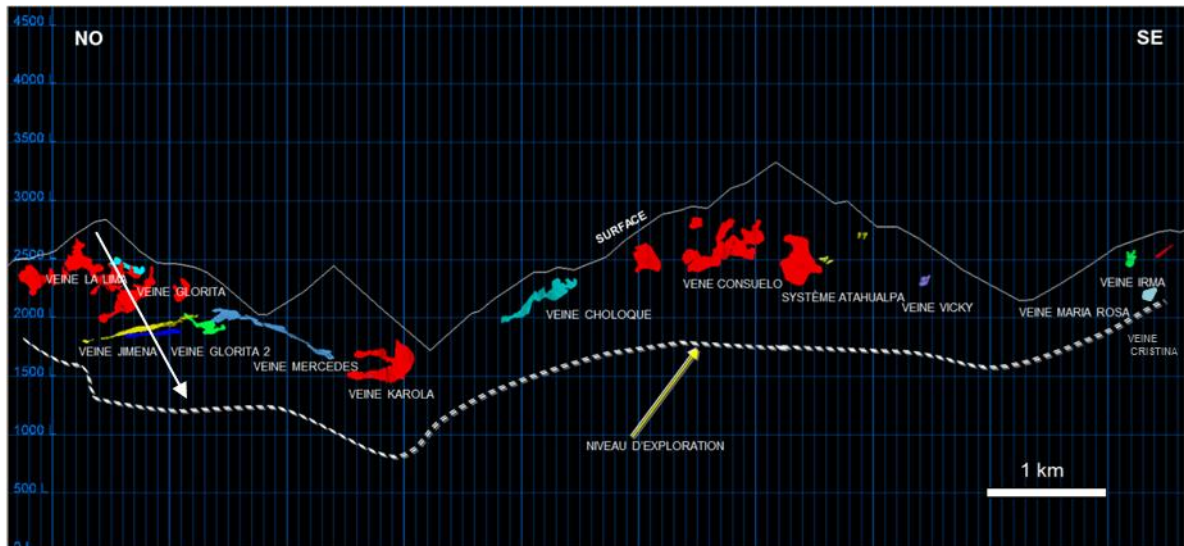
**Figure 3. 5. Coupe qui illustre l'attitude des veines à pendage fort et à pendage faible (secteur nord de la zone d'étude : une caractéristique générale connue au moment de cette étude).**



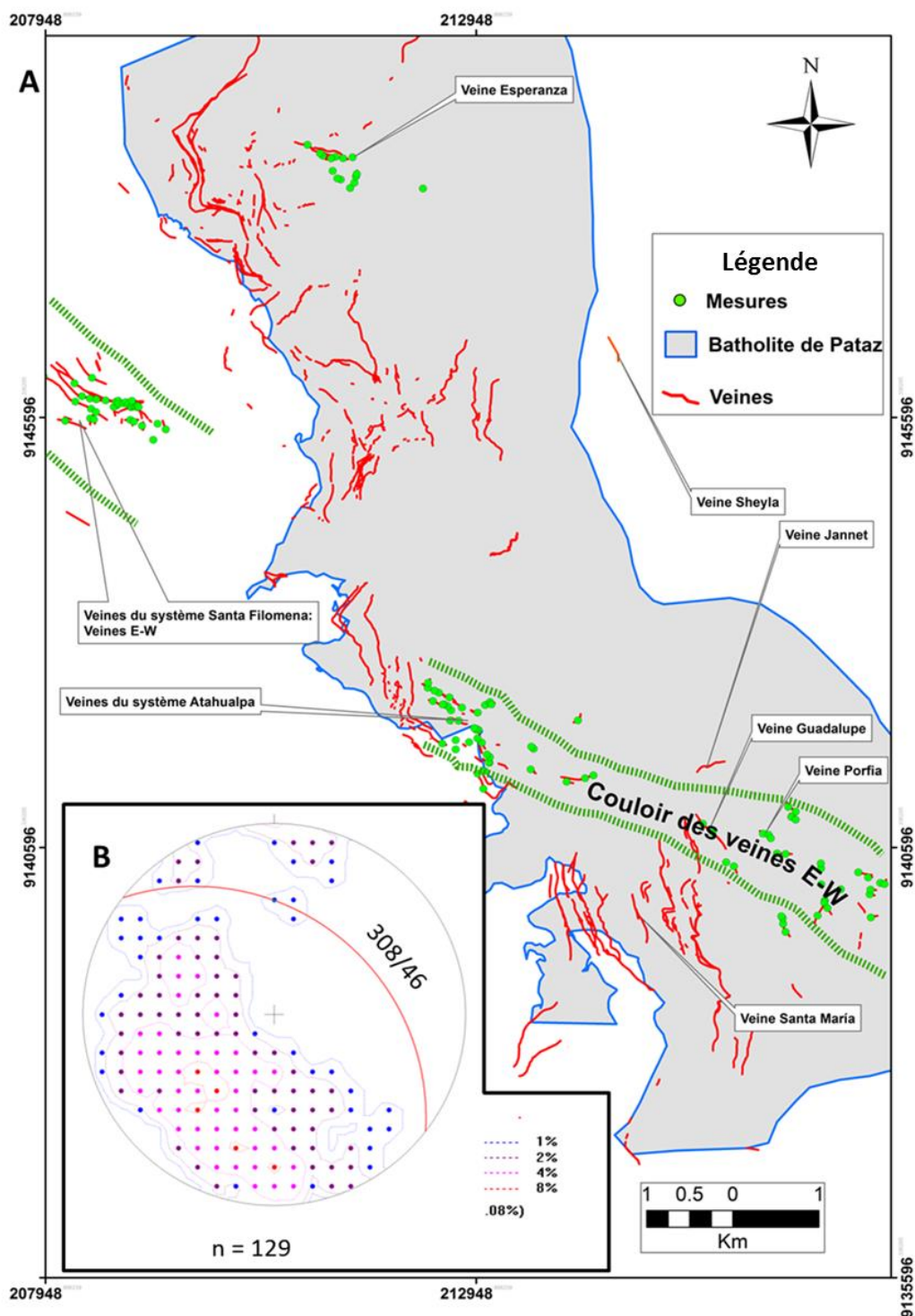
**Figure 3. 6. Stéréogrammes de l'orientation des dykes d'andesite et d'aplite. Données obtenues de la cartographie géologique du district minier Poderosa.**



**Figure 3. 7. Photos montrant la composition générale des veines dans le district : A) veine Virginia, et B) veine Lola.**

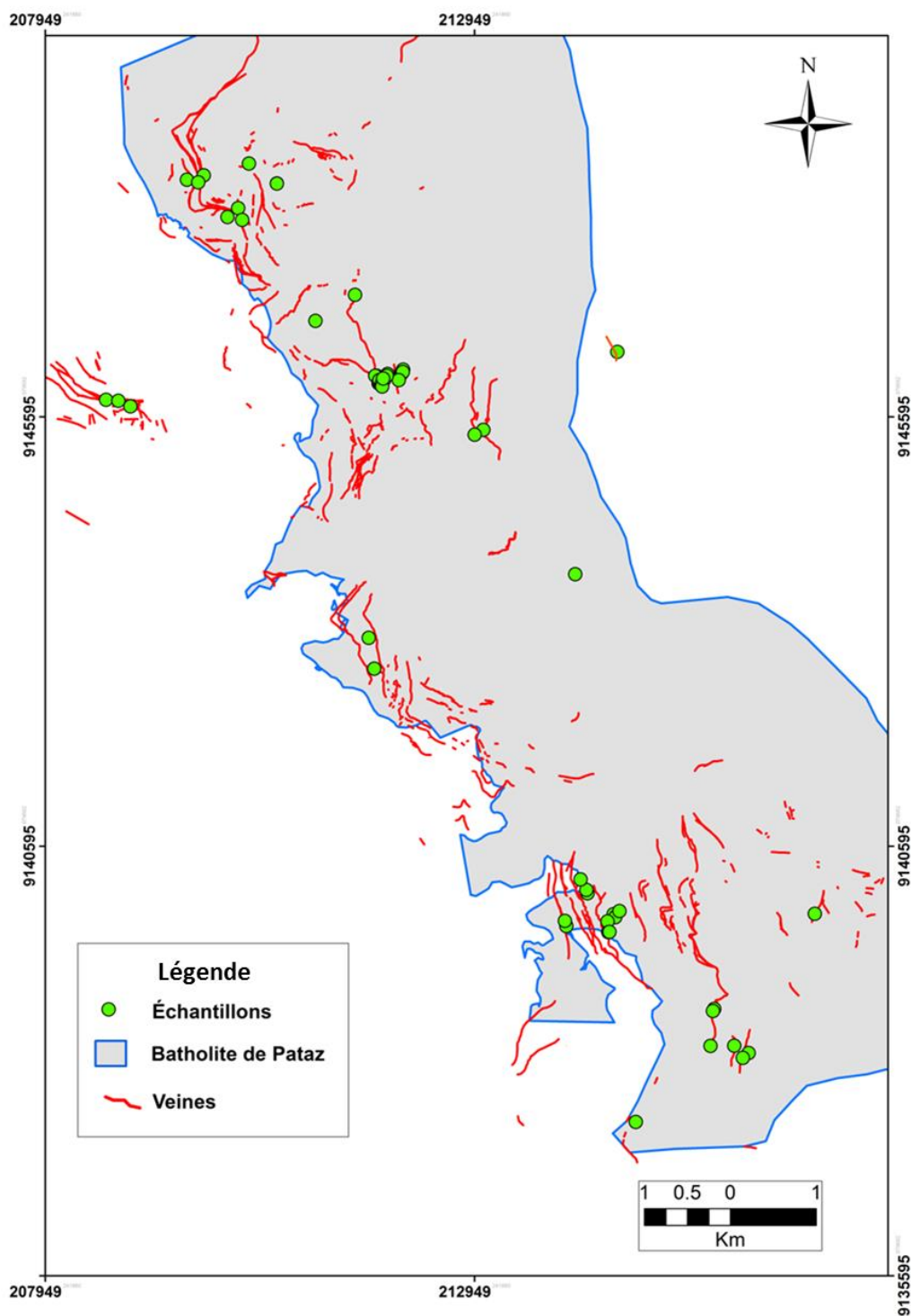


**Figure 3. 8. Section longitudinale qui montre la distribution des vecteurs minéralisés du NO au SE dans le district Poderosa-Pataz (Source : mine Poderosa). Le secteur NO est le plus connu et la section montre un alignement subvertical des vecteurs minéralisés dans les veines La Lima, Glorita, Jimena et Glorita 2 (flèche blanche).**

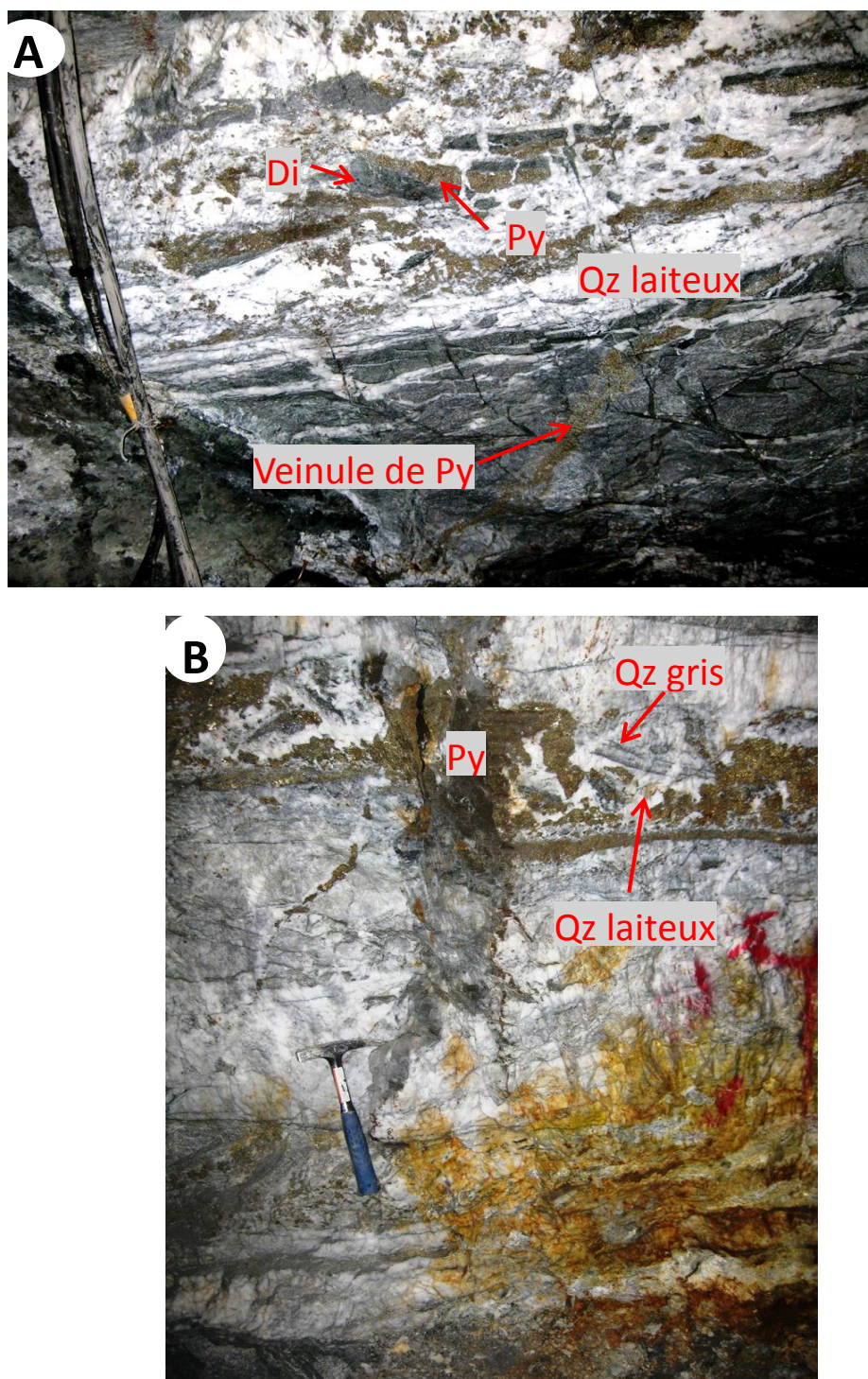


**Figure 3. 9. A) Nouvelle carte de la distribution des veines dans le district minier Poderosa-Pataz. En vert les données des nouvelles structures. B) Orientation générale des nouvelles structures.**



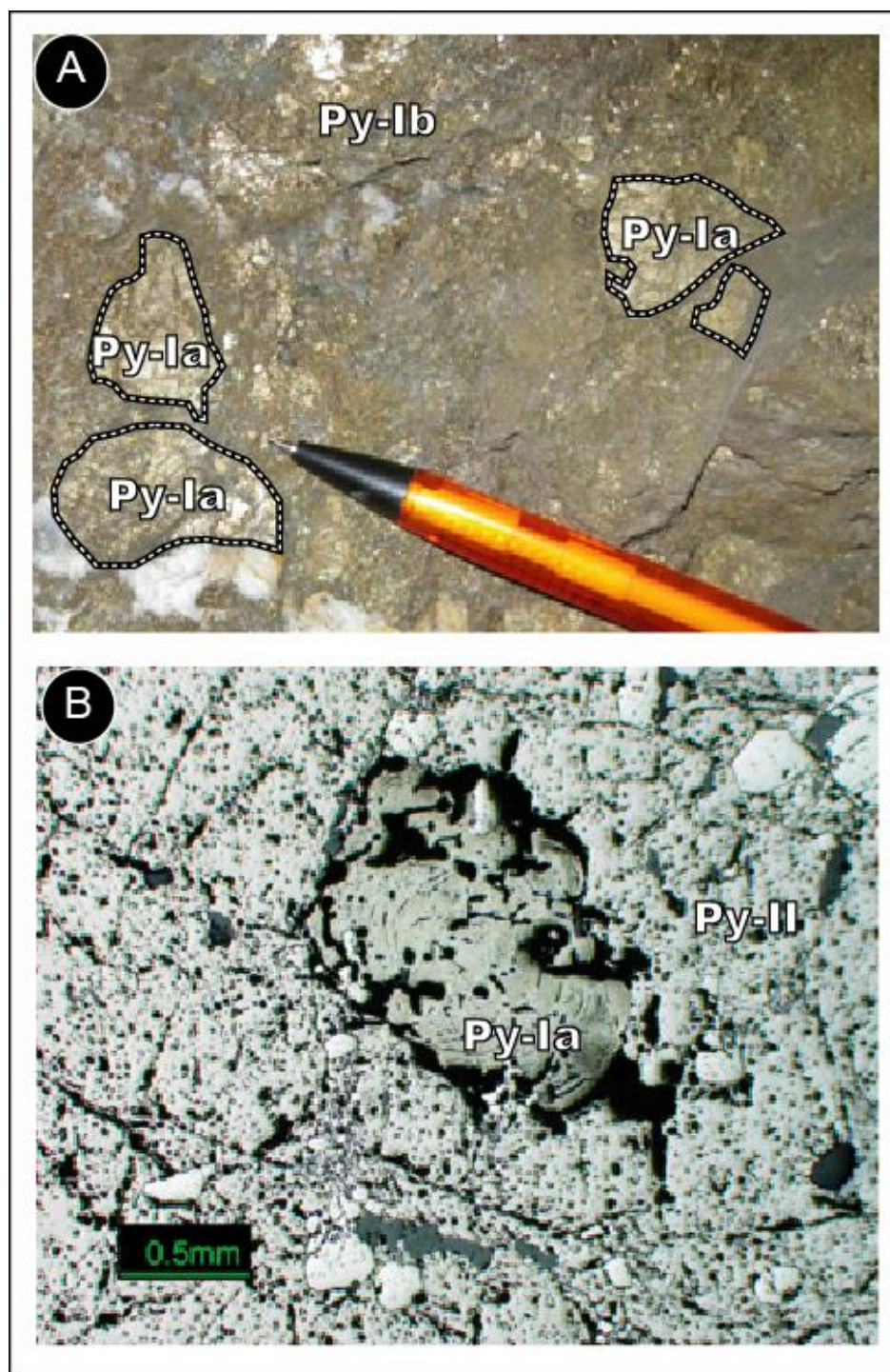


**Figure 3. 10. Distribution des échantillons utilisés pour l'étude minéralogique au microscope.**



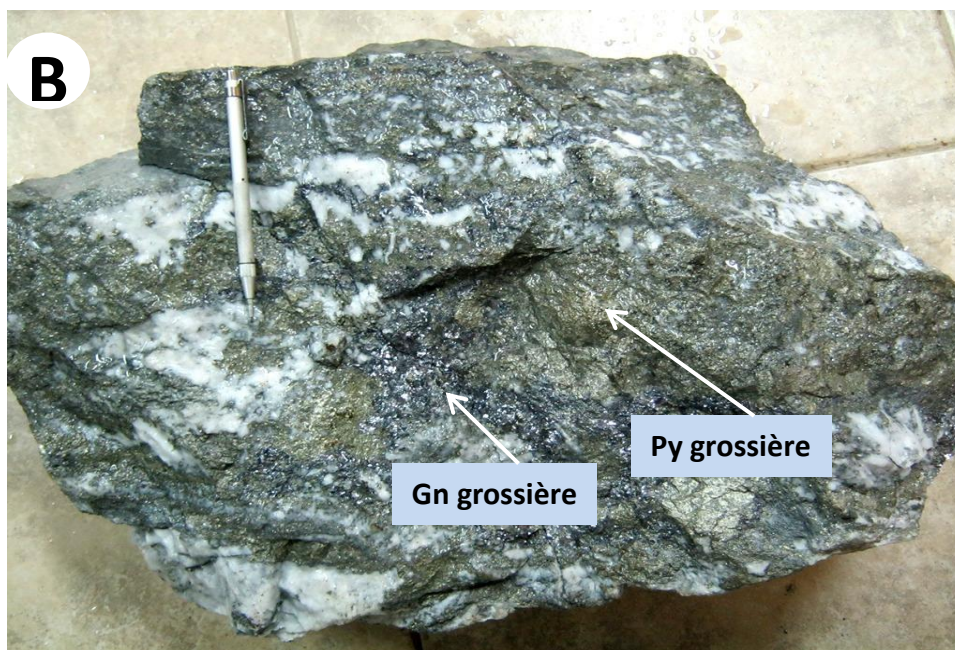
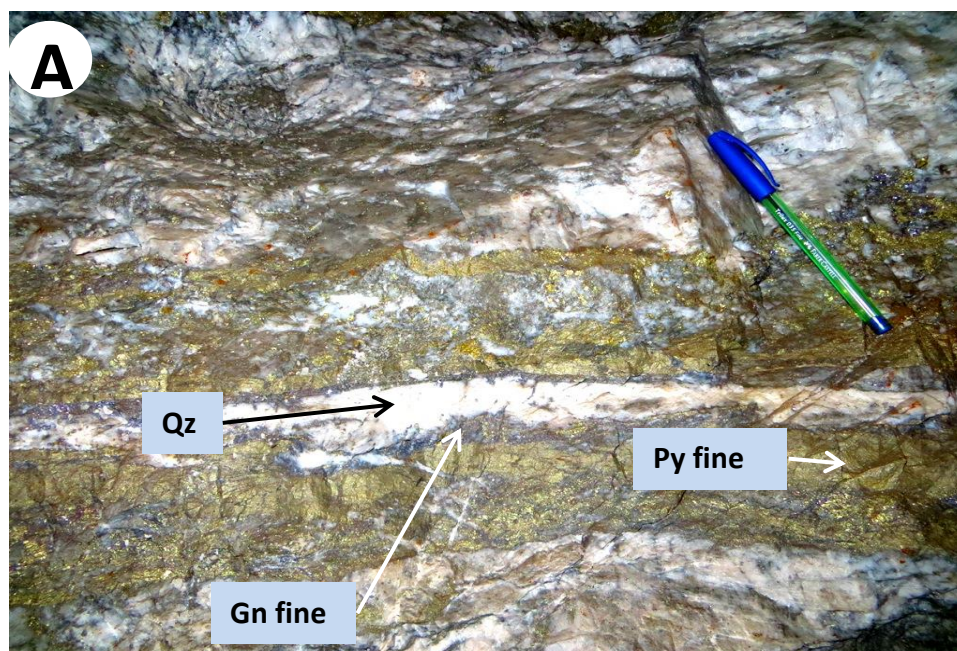
**Figure 3. 11. Quartz laiteux tardif qui recoupe une génération de pyrite massive et de quartz gris:**  
**A) veine Guadalupe et B) veine Julie.**



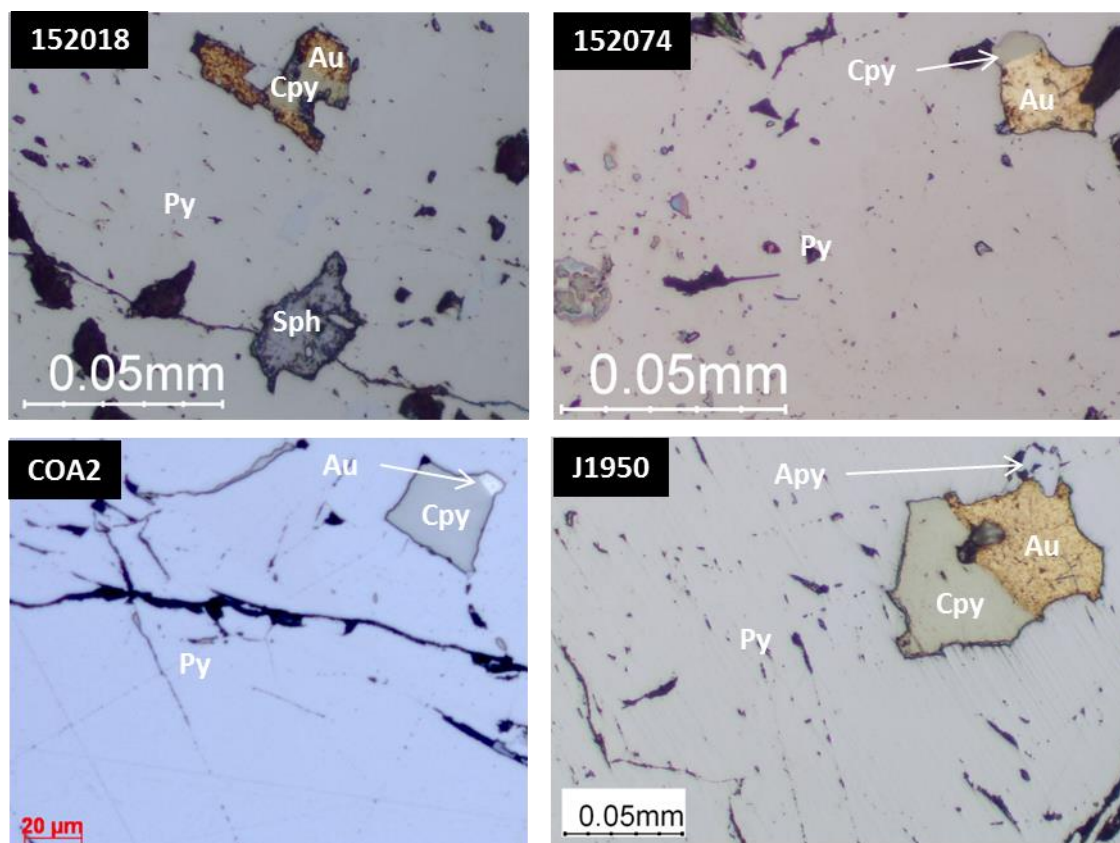


**Figure 3. 12. Microphotographie des pyrites. A) Pyrite de la première phase métallique, pyrite de grande taille (Py-Ia) fracturée, ceinturée par de la pyrite de moyenne taille (Py-Ib). B) Pyrite avec évidences de lessivage concentrique, ceinturée par la pyrite recristallisée.**



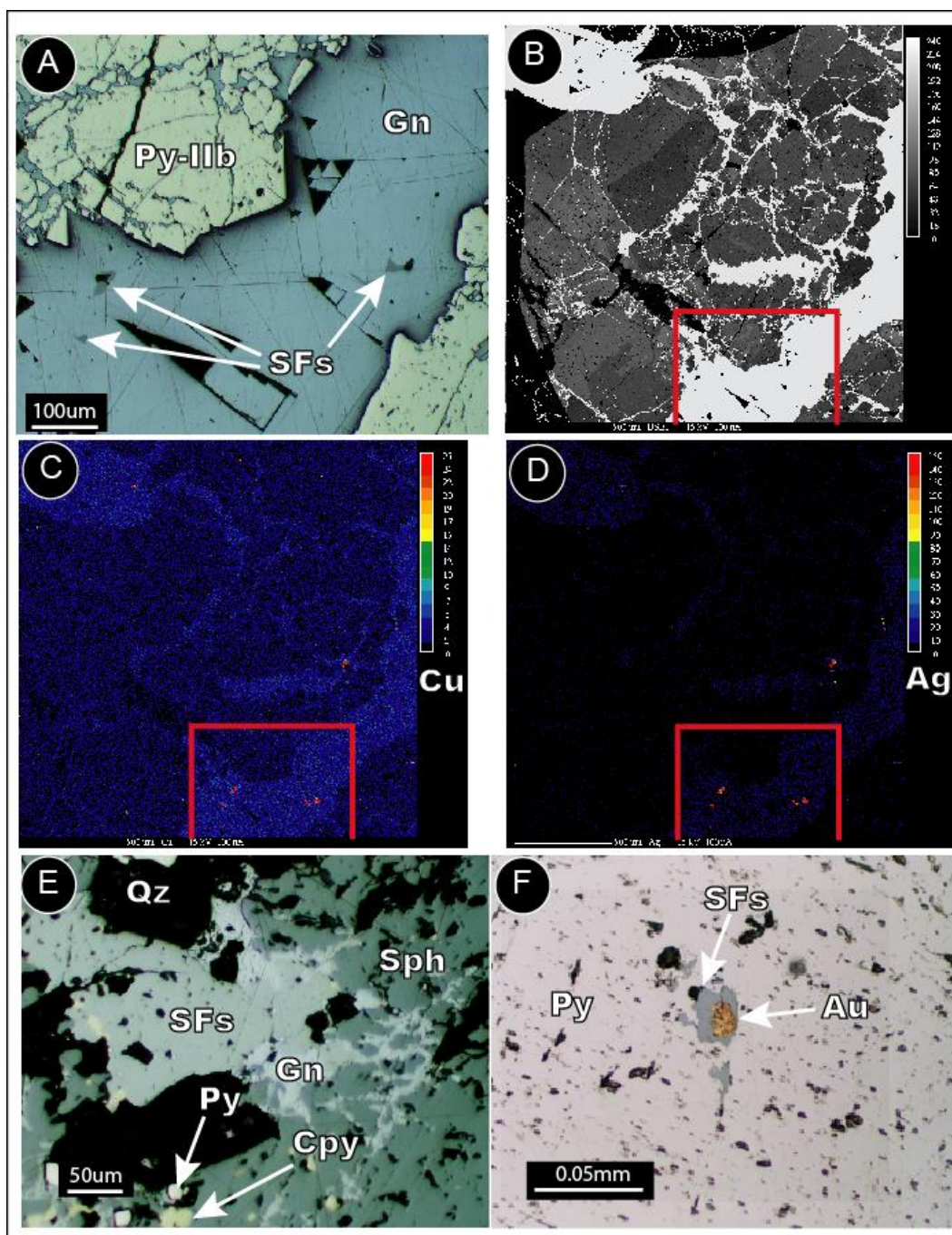


**Figure 3. 13. Galène à grain fin et grossier : A) Reliée à la pyrite massive à grain fin. B) Reliée à la pyrite à grain grossier.**



**Figure 3. 14.** Microphotographies qui montrent l'association de l'or avec la chalcopyrite.





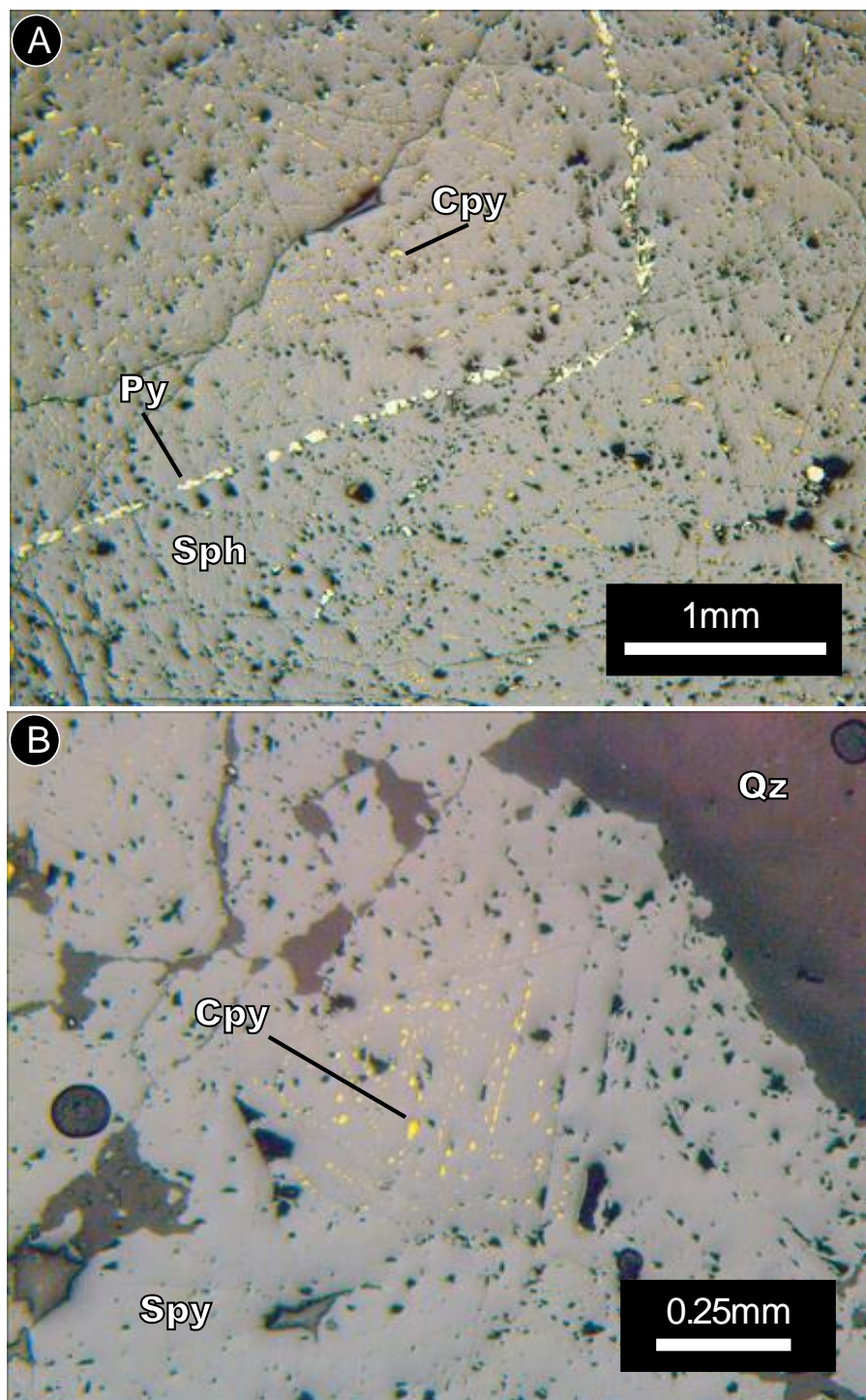
**Figure 3. 15. Microphotographies et cartographies élémentaires.** A) Microphotographie montrant des sulfosels (SFs) dans des plages de galène (Gn) entre des grains de pyrite (Py-IIb). B) Image en électrons rétrodiffusés. Le carré rouge localise la portion analysée à la microsonde sur l'image A. C-D) Cartographie élémentaire pour Cu et Ag à la microsonde faisant ressortir les inclusions de sulfosels. E-F) Microphotographie montrant des sulfosels (SFs) en association avec la galène (Gn) et l'or (Au).



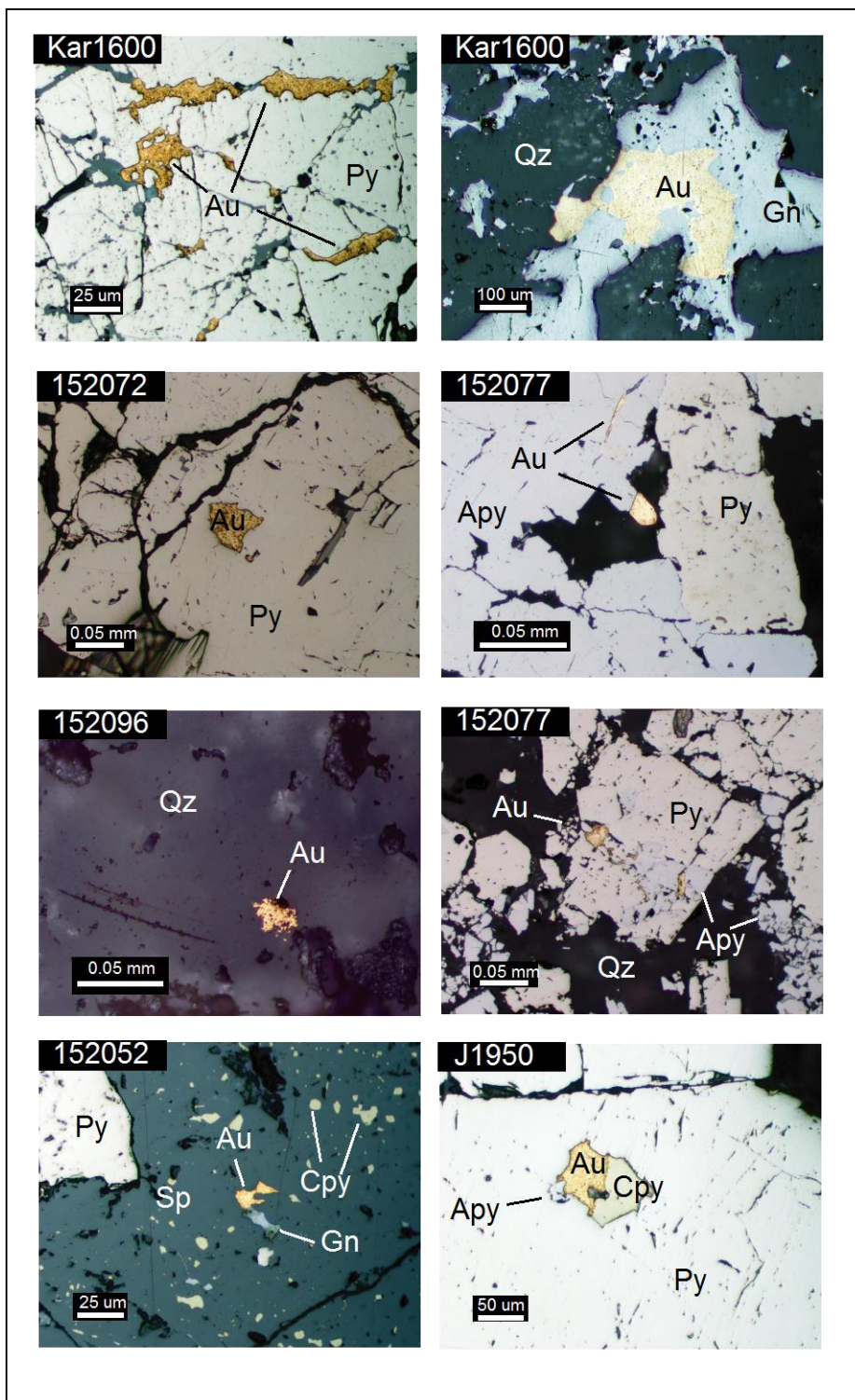


**Figure 3. 16. Textures des veines.** A) Texture de remplissage d'espaces ouverts et fissure-colmatage. B) Texture de pyrite massive. C) Texture massive et de remplissage d'espaces ouverts. D) Texture massive et bréchique. E-F) Texture laminée. Apy=Arsénopyrite, Gn=Galène, Qz=Quartz, Py=Pyrite et Sph=Sphalérite, Rc=Roche encaissante, RcS= fragment de roche englobée par les veines.

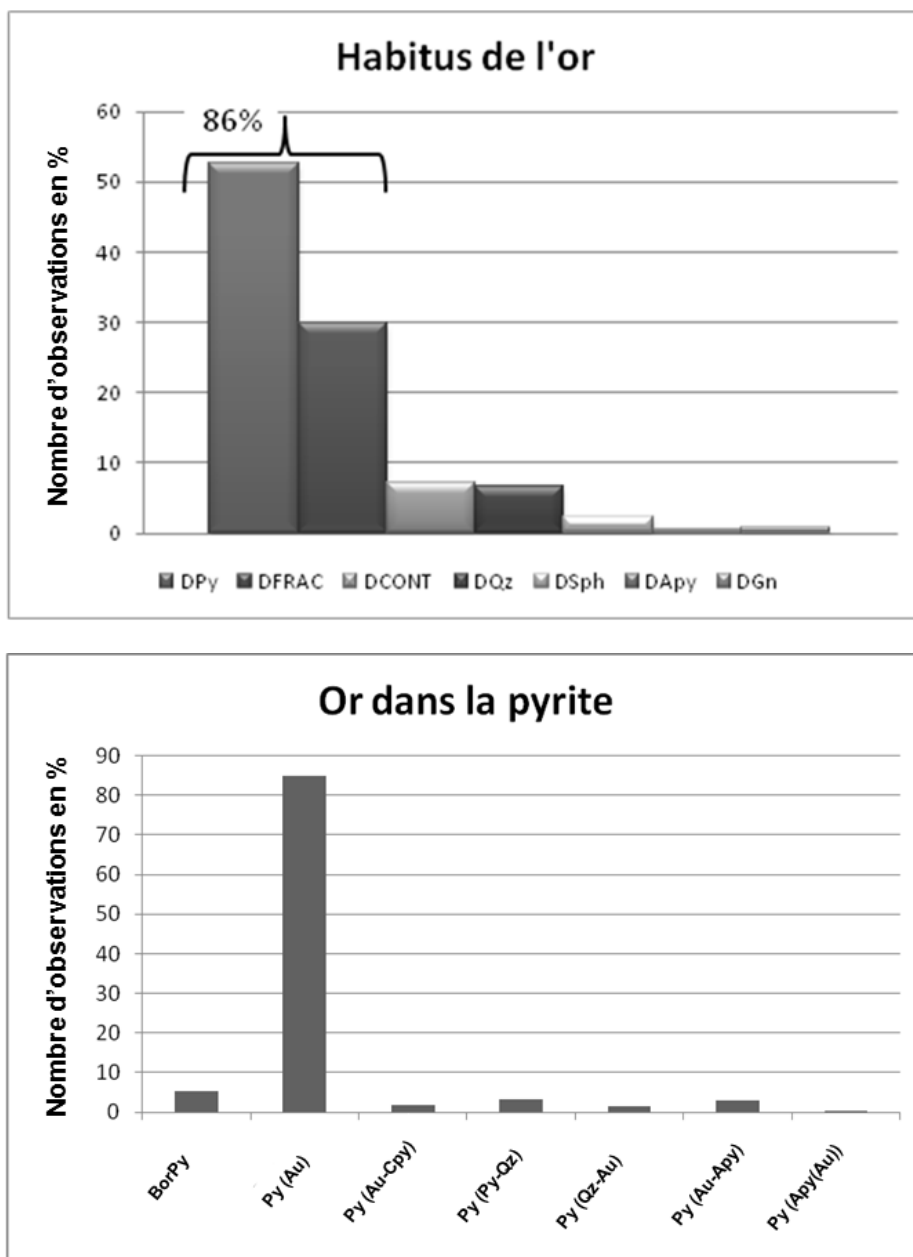




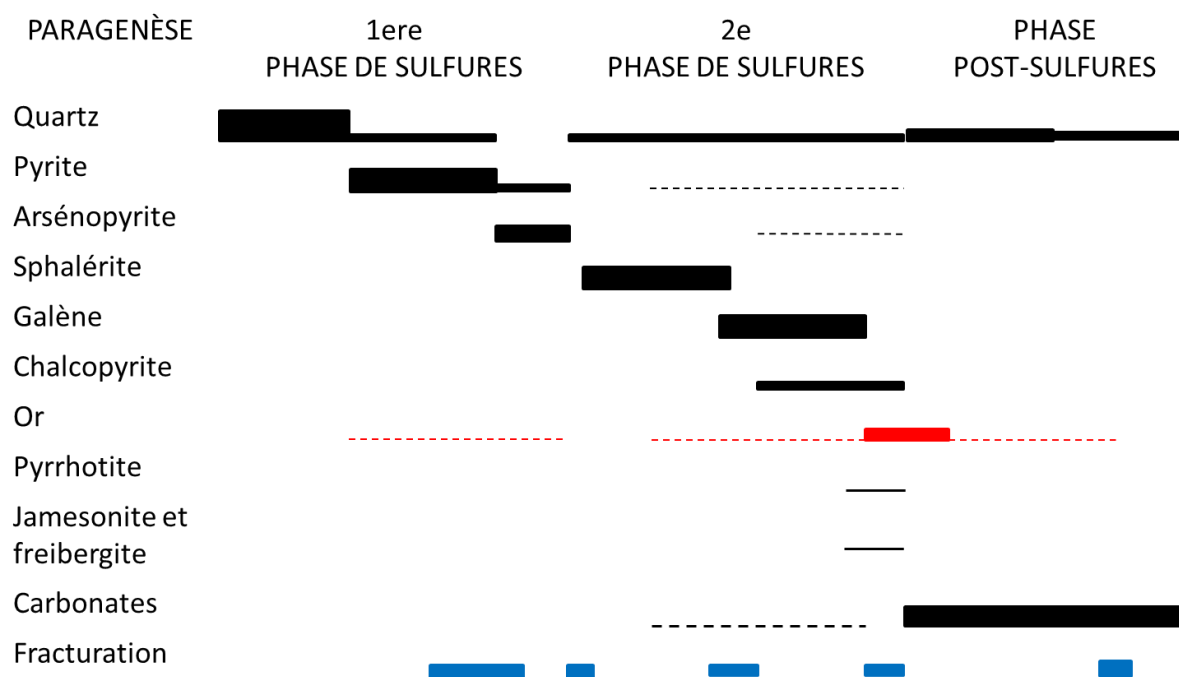
**Figure 3. 17. Chalcopryrite dans la sphalérite. A) Sphalérite recoup e par une trainée d'inclusions de pyrite (jaune clair) le long d'une fracture, et tapiss e de micro-inclusions de chalcopryrite (jaune foncé). B) Sphalérite tapiss e de micro-inclusions de chalcopryrite (jaune foncé) produisant la texture « chalcopryrite disease ».**



**Figure 3. 18. Distribution des particules d'or associées aux différents minéraux. Apy=Arsénopyrite, Au=or, Cpy=chalcopyrite, Gn=galène, Qz=quartz, Py=pyrite et Sph=Sphalérite.**



**Figure 3. 19. Histogrammes de l'association des grains d'or libre. A) DPy (dans la pyrite), DfRAC (dans fractures), DcONT (dans contacts), DQz (dans quartz), DSph (dans sphalérite), DApy (dans l'arsénopyrite), et DGn (dans la galène). B) Or dans la pyrite : BorPy (le long des bordures des pyrites), Py(Au) (dans la pyrite), Py(Py-Qz)(entre la pyrite et quartz), Py(Qz-Py) (dans pyrites associés au quartz), Py(Au-Apy) dans les pyrites associées à l'arsénopyrite et Py(Apy(Au)) englobé par l'arsénopyrite dans la pyrite.**



**Figure 3. 20. Paragenèse minérale généralisée du district aurifère de Poderosa-Pataz.**



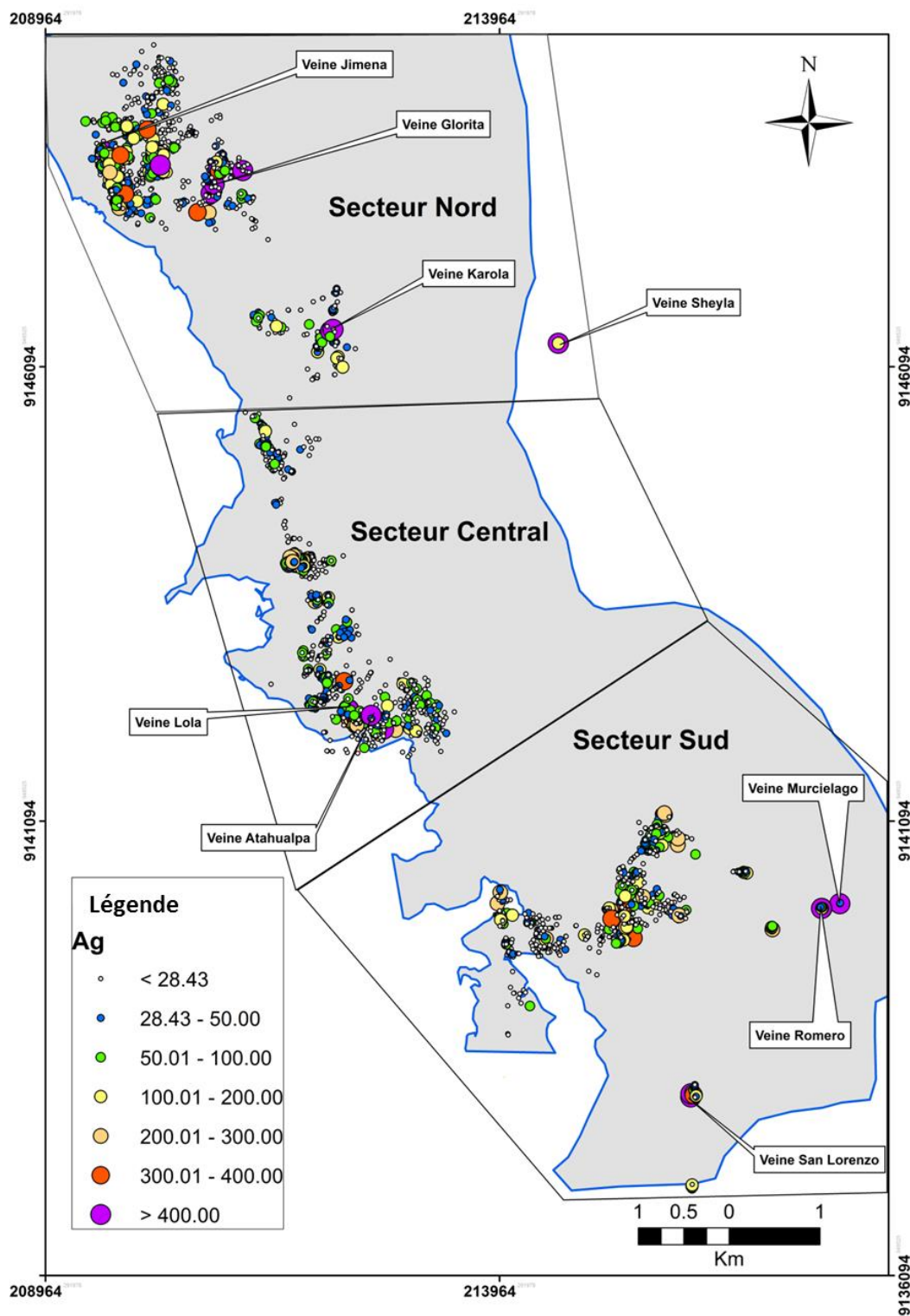
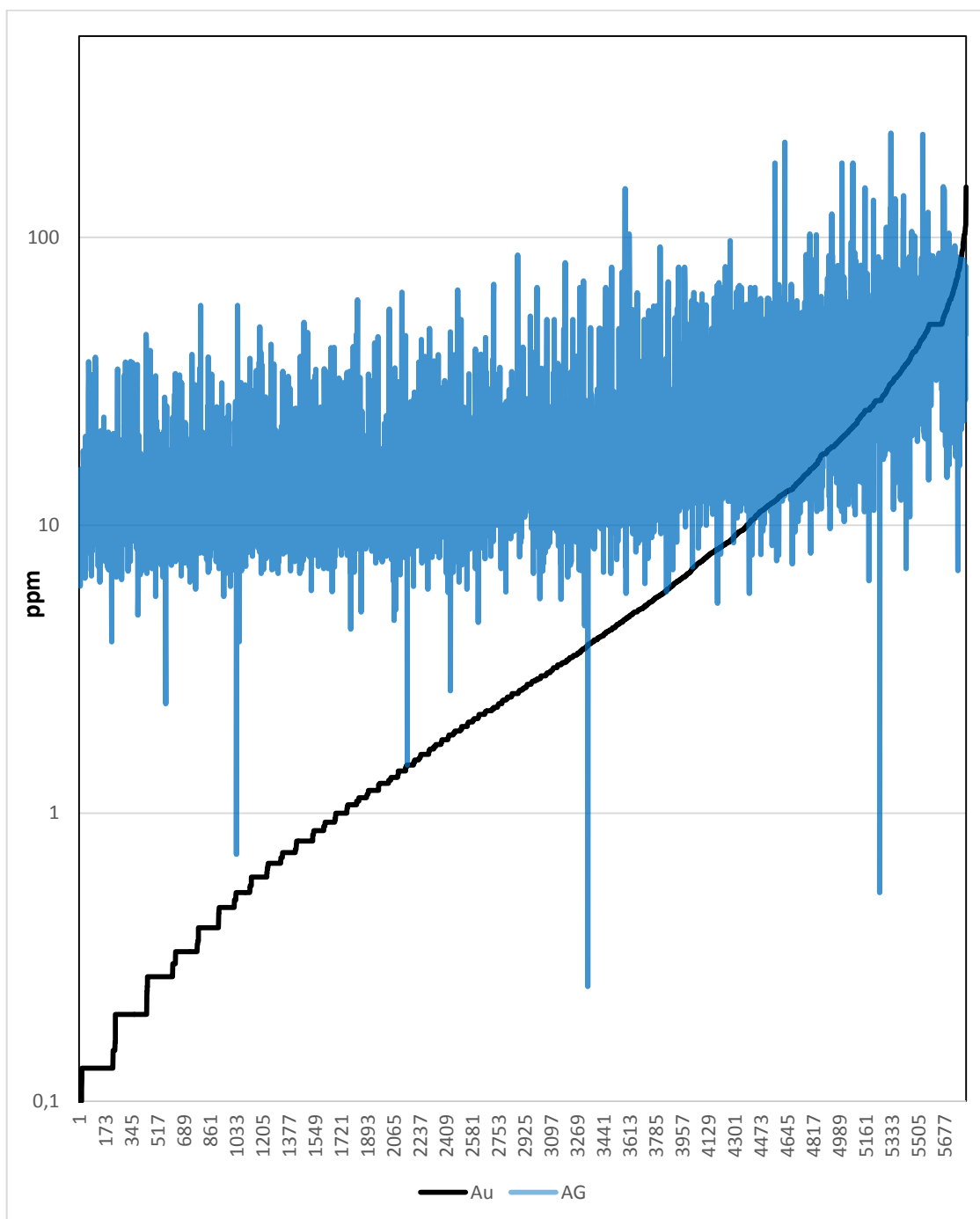
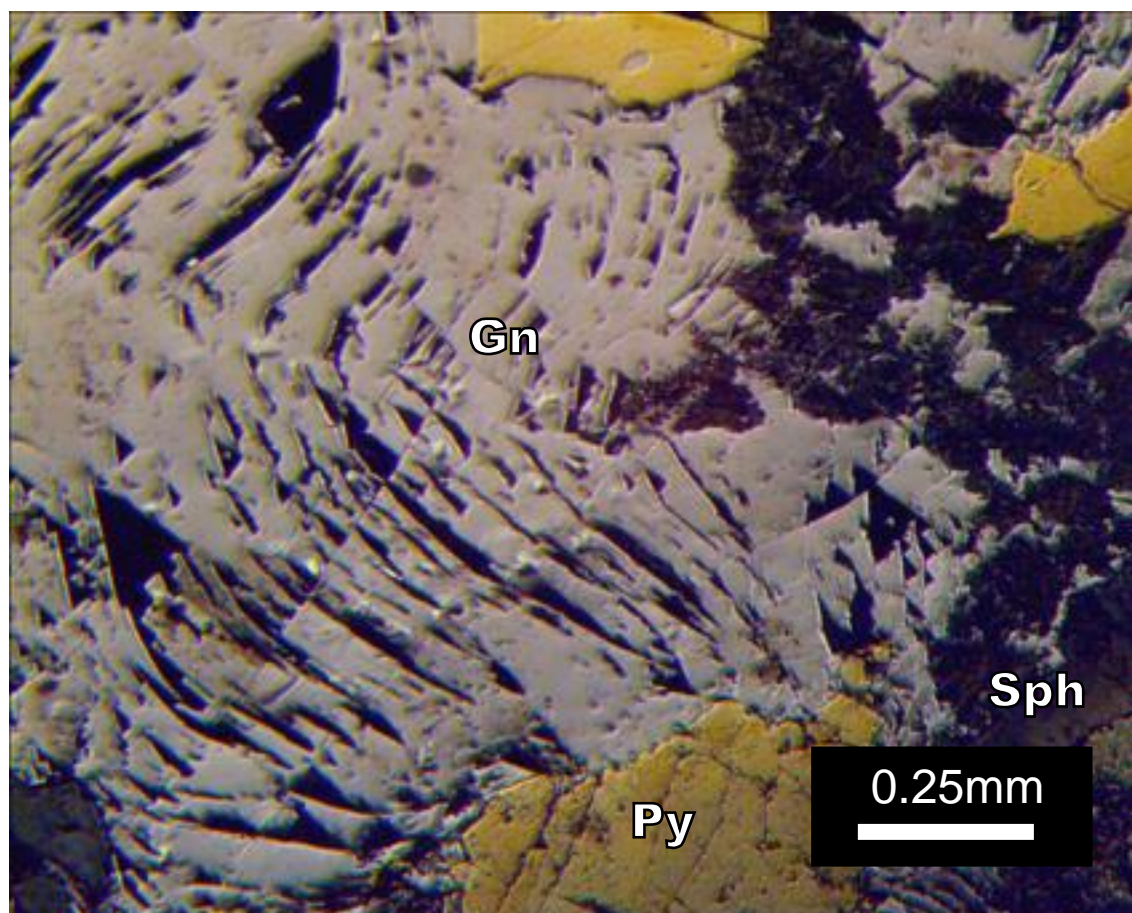


Figure 3. 21. Carte thématique pour montrer la distribution anormale (en ppm) de l'Ag (n=5821).



**Figure 3. 22. Diagramme qui montre la relation Au avec Ag : Pour les bases teneurs aurifères, l'argent est grandement supérieur à l'or. À teneurs élevés d'or, la relation Au/Ag est proche de 1. Pour les teneurs très élevées d'or, le rapport Au/Ag est exceptionnellement >1.**



*Figure 3. 23. Flexure des clivages de la galène formée en réponse à la déformation. Py= Pyrite, Gn= galène et Sph= sphalérite. Photo en lumière réfléchie.*

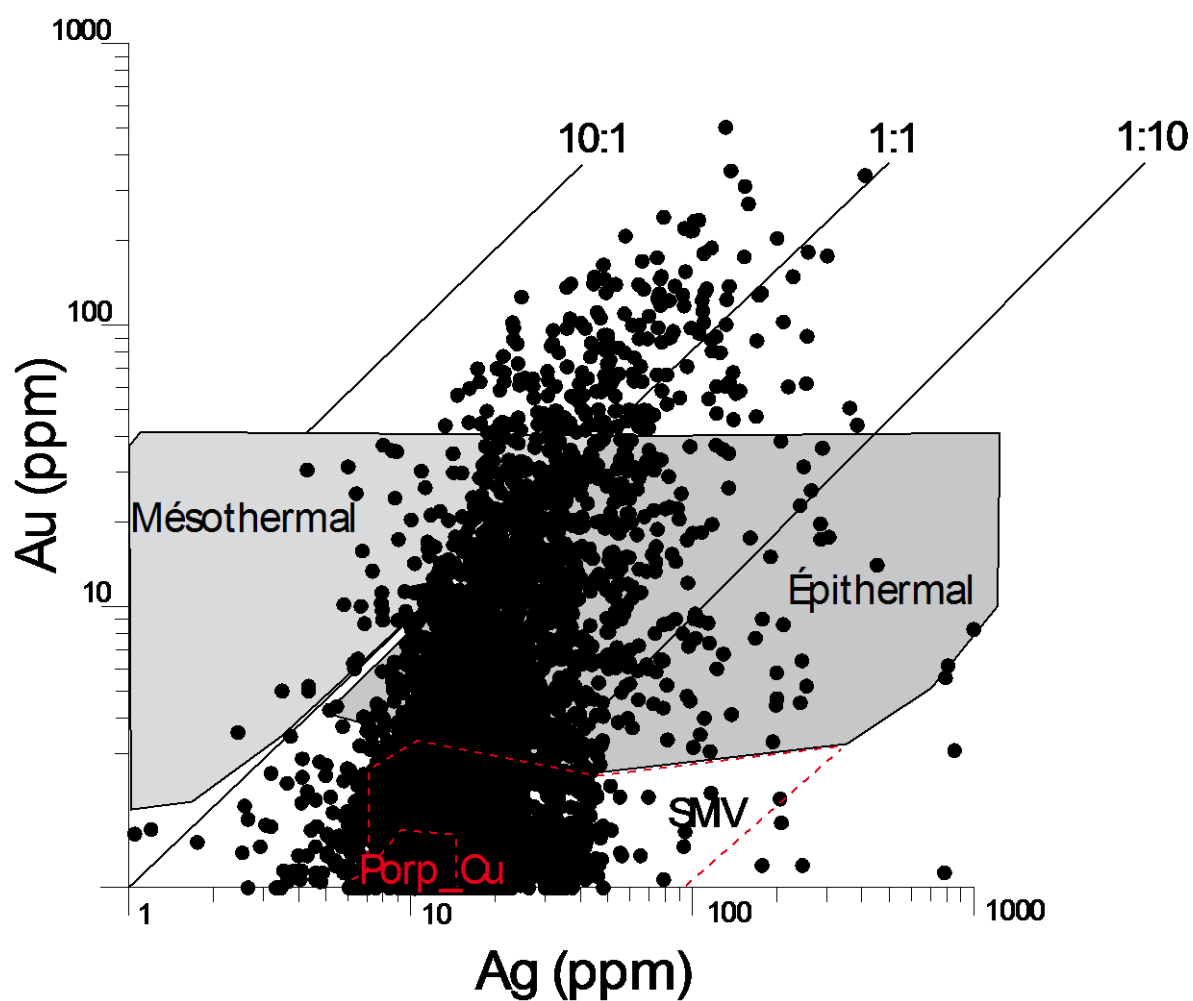


Figure 3. 24. Diagramme Au versus Ag ( $n = 5944$ ) pour classer les gisements en utilisant la méthode de [Poulsen et al. \(2000\)](#). Notez que les données du gisement Poderosa-Pataz chevauchent plusieurs champs. Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) et Porphyrique à cuivre (Porp\_Cu).

## CHAPITRE IV

### GEOCHIMIE DES PYRITES ET PRECIPITATION DE L'OR

#### Introduction

Les associations entre l'or et la pyrite ainsi qu'entre l'or et l'arsénopyrite sont très communes pour les gisements aurifères de type hydrothermal (p. ex : [Boyle, 1979](#); [Cherry, 1983](#); [Knipe \*et al.\*, 1991](#)). Plusieurs études ont été réalisées sur ces relations ([Cherry, 1983](#); [Knipe \*et al.\*, 1991](#); [Knipe \*et al.\*, 1992](#); [Möller et Kersten, 1994](#)). Selon la taille et ses associations minérales, l'or est défini comme étant libre ou «invisible».

Pour de nombreux gisements, l'or sous sa forme libre ou invisible est associé aux pyrites riches en arsenic et à l'arsénopyrite. L'or libre dans la pyrite est accumulé : 1) aux bordures des grains ; 2) dans les fractures ; 3) aux contacts entre les grains ; et 4) sous la forme d'inclusions.

Pour "l'or invisible" une corrélation avec le contenu en As dans la pyrite a été établie (p.ex. [Arehart \*et al.\*, 1993](#); [Fleet \*et al.\*, 1993](#); [Fleet et Mumin, 1997](#);

[Reich et al., 2005](#)) et divers mécanismes de précipitations de l'or ont été proposés, essentiellement basés sur l'état d'oxydation de l'or dans la pyrite arsénicale (p.ex. [Palenik et al., 2004](#)).

Certains chercheurs ont documenté que l'or se présente 1) sous forme de particules métalliques  $\text{Au}^0$  de dimensions sous-micrométriques (p.ex. [Bakken et al., 1989](#); [Simon et al., 1999](#); [Palenik et al., 2004](#); [Reich et al., 2005](#); [Mikhlin et Romanchenko, 2007](#)) ; 2) sous forme de solution solide dans la pyrite de valence  $\text{Au}^{-1}$  ([Li et al., 1995](#)) ; 3) sous forme  $\text{Au}^{+1}$  (p.ex. [Simon et al., 1999](#); [Cardile et al., 1993](#); [Reich et al., 2005](#)) ; et 4)  $\text{Au}^{+3}$  (p.ex. [Arehart et al., 1993](#)). Pour la présence de l'or en solution solide, différents mécanismes ont été proposés entre autres, par l'adsorption ou par la réduction de la surface du sulfure, sur la base que l'Au et l'As peuvent se substituer au S ou au Fe dans la structure de la pyrite. Quant aux particules d' $\text{Au}^0$ , [Mikhlin et Romanchenko \(2007\)](#) ont démontré que la précipitation de l'or est principalement liée à des réactions électrochimiques, sans lien structurel entre l'Au et l'As.

Pour l'or libre, l'accumulation de l'or en contact avec la pyrite n'est pas clairement liée à l'As. Elle a été attribuée à 1) l'adsorption physique de l'or soluble sans réaction électrochimique (p.ex. [Cardile et al., 1993](#); [Schoonen et al., 1992](#); [Renders et Seward, 1989](#)) ; 2) l'adsorption physique initiale de l'or soluble avec une réduction ultérieure d'adsorption chimique dans des zones de haute densité de charge (p.ex. [Knipe et al., 1992](#); [Starling et al., 1989](#); [Jean et Bancroft, 1985](#)) ;

et 3) l'accumulation électrochimique induite par des variations de la semi-conductivité du type n et p de la pyrite (Mironov *et al.*, 1981; Möller et Kersten, 1994; Meyer *et al.*, 1994).

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'une étude détaillée des relations or-pyrite de diverses veines aurifères à quartz et sulfures de la mine Poderosa-Pataz. Il est démontré que les grains d'or libre sont systématiquement associés à un enrichissement en As dans la pyrite.

#### **4.1 Synthèse de la paragenèse minérale dans Poderosa-Pataz**

Dans le chapitre III, la paragenèse minérale a été détaillée ainsi que la distribution de l'or libre à l'intérieur des veines. Les épisodes de minéralisation métallique ont été regroupés en deux phases : 1) la première phase de sulfures avec la formation de pyrite grossière (Py-Ia et Py-Ib) avec de mineures proportions d'arsénopyrite et très peu de sphalérite et galène ; et 2) la deuxième phase de sulfures avec pyrite fine (Py-IIa) accompagnée de sphalérite et galène à grain grossier et quelques traces de chalcoppyrite et de sulfosels. Tant le premier épisode que le deuxième sont accompagnés de quartz. Tardivement, une génération de pyrite fine (Py-IIb) se forme dans les microfractures.

Tel que mentionné dans le chapitre III, l'or libre est principalement associé à la pyrite (Py-I et Py-IIa) dans le district aurifère de Poderosa-Pataz. Ce chapitre a

donc pour but d'étudier la composition chimique des pyrites et de discuter de la relation et du rôle que joue cette dernière dans la précipitation de l'or.

## 4.2 Méthodologie

Les associations texturales entre la pyrite et l'or ont été étudiées dans 96 sections polies de 20 veines de quartz aurifères différentes ([figure 4.1](#)). Les échantillons prélevés couvrent une dénivellation de 2,5 km et une extension latérale de 13 km dans le district ([figure 4.1 et tableau 3.2](#)). Parmi ces échantillons, 30 relations pyrite-or, sur 17 sections polies de ces échantillons ont été étudiées en détail avec un micro-XRF de type EDAX Eagle III à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Cet appareil permet des analyses élémentaires non-destructives par énergie dispersive en utilisant un faisceau à rayon-X (EDXRF). Il a la capacité d'identifier différentes particules d'un diamètre jusqu'à 20 µm. Il permet de cartographier la distribution d'éléments comme le Mo, Ag, Sb, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Pb et As dans la pyrite avec une résolution de l'ordre de 50 µm. Des cartographies détaillées de métaux ont été produites, couvrant une surface d'au moins 1 cm x 1 cm autour des grains d'or libre sur les zones cibles. La technique analytique est détaillée dans [Genna et al. \(2011\)](#).

Les quatre sections polies les plus représentatives ont été étudiées au LA-ICP-MS (UQAC) pour obtenir les analyses quantitatives de l'Ag, As, Au, Bi, Cd, Co, Cu, Ga, Ge, Hg, Au, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, Te, Th, Tl, W, U, Zn. Un total de 155 analyses, avec un diamètre de 50 µm du laser ont été réalisées dans les grains de



pyrite à proximité des particules d'or libre. Les paramètres d'analyse et les spécifications des appareils sont donnés dans [Gaboury et Graham \(2004\)](#) et [Genna et Gaboury \(2015\)](#). L'approche analytique est aussi très similaire à celle décrite en détail par [Yang et al. \(2006\)](#). Le PS-1, dénommé MASSE-1 ([Wilson et al., 2002](#); [Tubrett, et al., 2003](#)) a été utilisé comme étalon externe pour l'analyse quantitative. Les données brutes ont été traitées avec le logiciel Thermo Plasmalab version 2.5.5. Pour la quantification, le  $^{34}\text{S}$  a été utilisé comme étalon interne fixé à 53,5% en poids. Les signaux du blanc ont été recueillis pendant 30 secondes avant chaque analyse, afin d'être soustraits de l'analyse du signal. Pour l'acquisition des données, le laser a été activé pendant 60 secondes, subséquemment à une mesure du blanc durant 30 secondes. Les aires de réduction du signal, i.e. la plage le long du signal analytique où la quantification en métaux est calculée, ont été sectionnées en tenant compte de la constance du signal (plateau) pour Au et As. Ce choix est justifié sur la base que c'est la relation entre Au et As qui est considérée ici. Toutefois, dans certaines pyrites, le signal analytique en temps réel expose des profils bimodaux pour As et Au. Ce phénomène est probablement dû au fait que le laser traverse dans la troisième dimension des zones d'enrichissements spécifiques en As ou en micro-inclusions d'or ([figure 4.2](#)). Dans de tels cas, les calculs ont été effectués le long des portions sélectionnées des signaux analytiques pour mettre en évidence les différences en contenu et les valeurs correspondantes d'As et d'Au ([figure 4.2](#)). Pour les inclusions individuelles d'Au, leurs compositions ont été calculées par la réduction

des signaux centrés sur la pointe du signal en Au ([figure 4.2](#)). Les métaux de transition, tel que Ni, Co, Cu, Zn, Pb montrent également des variations dans les profils analytiques. Ils sont apparemment indépendants de l'enrichissement en As, ce qui indique que ces métaux ont été enrichis dans la pyrite sans être directement lié à l'As et probablement à l'Au également. La précision des analyses se base sur la reproductivité de l'analyse de la MASSE-1 qui est communément inférieure à 10% de variation. La limite de détection, calculée avec la formule de [Perkins et Pearce \(1993\)](#) est donnée à l'[annexe 4.2](#).

À des fins de validation externe, un échantillon analysé par micro-XRF et LA-ICP-MS a été soumis à une cartographie de l'As, Ag, Cu et Au à la microsonde de l'Université Laval (Québec). De plus, trois autres lames ont été sélectionnées pour caractériser les trois types de pyrites, à savoir celles qui ont été décrites dans le chapitre III. Les paramètres de la méthode pour les analyses quantitatives sont présentés aux [annexes 4.1 et 4.2](#).

#### **4.2.1 Cartographie élémentaire de la pyrite au Micro-XRF**

La cartographie de la distribution des éléments révèle d'abord que les particules libres d'or libre ne sont pas totalement pures puisque des anomalies d'Ag ont été cartographiées sur les mêmes particules. L'antimoine est peu abondant et se présente principalement en remplissage de fractures tardives et sous la forme d'inclusions dans la pyrite. Les autres éléments, à l'exception de l'As ne sont pas particulièrement enrichis ou appauvris en ce qui concerne les

particules d'or libre. Le résultat le plus frappant de la cartographie élémentaire au micro-XRF est l'association systématique de l'or libre avec un enrichissement en As dans la pyrite (figure 4.3). Les zones d'enrichissement en arsenic définissent quatre géométries dominantes: 1) sous la forme d'auréoles autour des particules d'or dans des grains de pyrite (figure 4.3a) ; 2) aux bordures de l'interface de grains multiples de pyrite (figure 4.3b) ; 3) le long des bordures de grains isolés de pyrite (figure 4.3c) ; et 4) en couloirs discordants de surimpression sur des agrégats de grains de pyrite (figure 4.3b-d). En plus de l'association entre l'or libre et l'enrichissement en As, l'or est communément présent à la transition entre les zones enrichies et pauvres en arsenic des pyrites (figure 4.3).

#### 4.2.2 Résultats de LA-ICP-MS

Les analyses quantitatives au LA-ICP-MS ont été effectuées conformément à la subdivision entre les portions riches et pauvres en arsenic des grains de pyrites, révélée par les cartographies au micro-XRF. Spatialement, la transition entre les zones pauvres et riches en As des pyrites est nette (figures 4.3 et 4.4). La distribution bimodale de l'As est clairement démontrée par les facteurs d'enrichissement relatif de 2000 fois par rapport aux valeurs de base dans la pyrite (figure 4.4).

Le comportement des autres éléments dans les zones riches en As peut être caractérisé par rapport aux zones pauvres en As des pyrites (figure 4.5). Ainsi

quatre suites de métaux peuvent être individualisées : 1) Au, Ag, Hg et Sb sont enrichis par un facteur de  $\sim 10$  ; 2) Pb, Bi et Co sont légèrement enrichis ; 3) Ni, Se, Mo, Ge, Ga, et Te restent constants ; et 4) Zn, Cu, Cd, In et Sn sont faiblement appauvris. Individuellement, les 4 échantillons analysés, qui proviennent de veines distinctes ([figure 4.6](#)), montrent un même comportement des métaux en ce qui concerne les relations par rapport à l'enrichissement en As ([figure 4.5](#)). Une exception majeure est le comportement du Zn et du Cd de la veine Jimena. Dans cette veine, ces deux métaux montrent une augmentation dans les zones d'enrichissement en As plutôt qu'une diminution comme pour les 3 autres échantillons ([figure 4.6](#)). Cela pourrait être lié au fait que Jimena est une veine très riche en sulfures et particulièrement en sphalérite. Il convient également de noter que la veine San Pedro a un contenu moindre en Bi ainsi qu'une plus faible concentration en Au. La teneur en Au de cette veine est globalement inférieure à l'ensemble de celle du district, suggérant donc une relation entre Au et Bi.

Les coefficients de corrélation de l'or avec d'autres éléments suggèrent que l'or est lié à des enrichissements en Te, Co, As, Pb et Bi dans les zones à faibles concentrations en As des pyrites ([tableau 4.1](#)). Dans les zones d'enrichissement en As, l'or est corrélé avec l'argent. Une corrélation apparente entre l'Au et Sn est suggérée par une valeur  $R^2$  de 0,5 ([tableau 4.1](#)). Toutefois, cette pseudo-corrélation apparaît comme un artéfact puisque les valeurs de Sn sont appauvries dans les zones d'enrichissement en As ([tableau 4.1](#)). Par conséquent, cette relation est considérée comme non significative.

En addition au bruit de fond de l'or dans les pyrites, des micro-inclusions d'or ont été analysées au cours de l'ablation au laser dans les zones enrichies en As. La composition d'inclusions individuelles a été calculée pour 14 inclusions (figure 4.7). L'Au et l'Ag dans les inclusions sont enrichis par des facteurs d'environ ~10000 par rapport à leur contenu de bruit de fond dans les zones d'enrichissement en As dans les pyrites (figure 4.7). Tous les autres éléments ne sont pas sensiblement enrichis ou appauvris, ce qui indique que les inclusions qui ont été analysées lors de l'ablation se composent essentiellement d'électrum, comme révélé par les cartographies au micro-XRF des particules d'or libre.

À partir de ces résultats, quatre associations différentes de l'or peuvent être individualisées :

1. de l'or libre (or-électrum) spatialement associé aux zones d'enrichissement en As des pyrites ;
2. de l'or sous la forme de micro-inclusions d'électrum dans les zones d'enrichissement en As des pyrites ;
3. des fortes concentrations d'or invisible (<420 ppm) avec Ag, Hg et Sb dans les zones d'enrichissements en As ; et
4. des faibles concentrations d'or invisible (<4,5 ppm) avec des enrichissements en Te, Co, As, Pb et Bi dans les zones pauvres en arsenic des pyrites.

#### **4.2.3 Résultats et cartographie élémentaire de la pyrite à la microsonde**

Les cartographies élémentaires à la microsonde sont concordantes avec les résultats obtenus au micro-XRF (figure 4.8) illustrant bien l'enrichissement en As en bordure de la pyrite. Parallèlement, les résultats d'analyse ponctuelle à la microsonde reproduisent bien les valeurs obtenues par LA-ICP-MS (figure 4.8), soulignant un enrichissement par un facteur de 234 (valeur Max/valeur Min) pour les valeurs d'As générées à la microsonde et de 859 pour celles au LA-ICP-MS. Ces correspondances entre l'enrichissement en As de la pyrite et la présence d'Ag et d'Au sont montrées aux figures 4.8 et 4.9.

D'autre part, la cartographie élémentaire à la microsonde a également permis d'établir que l'enrichissement en As de la pyrite a eu lieu avant la précipitation de la galène et que l'enrichissement en As est précoce à la phase principale de précipitation de l'or. Spécifiquement, les pyrites Py-Ia, Py-Ib et Py-IIa montrent une surimpression tardive d'arsenic alors que la Py-IIb, qui est plus tardive, est moins riche en arsenic.

#### **4.3 Distribution de l'arsenic dans les vecteurs minéralisés**

À partir des travaux géochimiques réalisés par la Société Minière Poderosa, il est possible de générer des cartes de la distribution de certains métaux. Au niveau des vecteurs minéralisés, comme par exemple celui illustré à la figure 4.10 et provenant de la veine Jimena, il existe une correspondance spatiale des valeurs

en or, zinc et plomb ([figure 4.11](#)). L'arsenic est toujours présent, mais il est plus répandu que le zinc et le plomb.

La corrélation des éléments comme le zinc et le plomb avec l'or peut être considérée comme le reflet de l'association de la sphalérite et de la galène dans les vecteurs minéralisés, où l'or précipite. Le fait que l'arsenic occupe une aire supérieure dans les vecteurs minéralisés peut indiquer :

1. que les fluides hydrothermaux riches en arsenic sont introduits dans les vecteurs minéralisés avant la formation de la galène, de la sphalérite et la précipitation de l'or ;
2. que le flux des fluides hydrothermaux riches en arsenic perdure pendant la deuxième phase de sulfures ; et/ou
3. que cette anomalie est causée par la précipitation de l'arsénopyrite durant la première phase de sulfures.

#### 4.4 Discussion

Nos résultats mettent clairement en évidence le lien entre l'As, l'Au et la pyrite. Cette relation d'association avec les sulfures de fer a été abondamment étudiée et diverses hypothèses et modèles ont été proposés, tels que:

1. les deux métaux sont transportés dans le même fluide et précipitent ensemble ([Clark, 1960](#)) ;

2. l'or est transporté par des complexes arsénicaux ([Arehart et al., 1993](#); [Simon et al., 1999](#)) ;
3. l'or est extrait des fluides hydrothermaux au contact de zones enrichies en As ([Fleet et al., 1993](#); [Mironov et al., 1981](#)) ; et
4. l'or est précipité par des réactions électrochimiques liées à des zones arsénicales ([Mironov et al., 1981](#); [Möller et Kersten, 1994](#); [Meyer et al., 1994](#)).

Pour l'or libre, il y a un lien intrinsèque entre l'accumulation de l'or et les zones d'enrichissement en As dans la pyrite. L'or est également associé à des zones de contenus variables en As dans les grains de pyrite. Ces relations spatiales peuvent mieux s'expliquer par la précipitation électrochimique, un modèle de précipitation développé par [Möller et Kersten \(1994\)](#) et [Meyer et al. \(1994\)](#) qui tient compte de l'accumulation de l'or au contact des pyrites arsénicales. Il est connu depuis longtemps que la pyrite se comporte comme un semi-conducteur ([Fox, 1830](#); [Skey, 1871](#)). Électrochimiquement, la pyrite peut être classée comme négative (n) ou positive (p) en fonction de ses impuretés et des défauts dans sa structure cristalline ([Pridmore et Shuey, 1976](#); [Möller et Kersten, 1994](#); [Doyle et Mirza, 1996](#); [Vasil'yeva et al., 1990](#)). De plus, un seul cristal peut exposer une alternance de propriétés de type p et n ([Favorov et al., 1974](#)). L'arsenic est une impureté majeure dans la pyrite. Il peut constituer jusqu'à 10% du poids de la pyrite ([Abraitis et al., 2004](#)), formant ainsi une pyrite arsénicale. Dans nos analyses de pyrite, le contenu en As atteint 2,3% (poids) ([Annexe 4.3](#)), valeur qui permet de



considérer les pyrites comme arsénicales. L'arsenic, comme impureté ( $\text{As}^{1-}$ ) va communément se substituer au S (p.ex. Fleet *et al.*, 1989) dans la pyrite. Moins fréquemment, l' $\text{As}^{3+}$  va se substituer avec le  $\text{Fe}^{2+}$  de la pyrite (Chouinard *et al.*, 2005; Deditus *et al.*, 2008). Les récentes expériences ont démontré que les pyrites synthétiques sont naturellement du type n. Les pyrites naturelles enrichies en As ont tendance à être de type p (Lehner *et al.*, 2007; Möller et Kersten, 1994; Meyer *et al.*, 1994). Selon le modèle électrochimique de Möller et Kersten (1994), l'or est précipité par la variation de potentiel électrique induite par des pyrites mixtes de type n-p. Une différence de potentiel de 10 mV est suffisante pour induire la précipitation et l'accumulation électrochimique de l'or libre, et ce même à partir de solutions hydrothermales à très faible concentration en or.

Pour discuter du mécanisme de précipitation d'or libre, il est fondamental d'établir si l'or se présente sous forme de particules ou de nanoparticules d' $\text{Au}^0$  ou sous d'autres formes comme  $\text{Au}^{-1}$ ,  $\text{Au}^{1+}$  ou  $\text{Au}^{3+}$  dans la solution solide des pyrites arsénicales (Palenik *et al.*, 2004). De nombreuses études ont abordé cette question, en particulier en ce qui concerne l'influence du contenu en As des pyrites (p.ex. Arehart *et al.*, 1993; Cook et Chryssoulis, 1990; Fleet *et al.*, 1993; Fleet et Mumin, 1997; Simon *et al.*, 1999; Palenik *et al.*, 2004). Récemment, Reich *et al.* (2005) ont établi une formule pour calculer la solubilité de l'or en relation avec le contenu d'As dans les pyrites. Il a été établi que si le ratio  $\text{Au}/\text{As}$  est  $> 0,02$  alors l'or est sursaturé par rapport à l'As et conséquemment, l'or se trouve sous forme de nanoparticules ou de micro-inclusions. Inversement, si l'or est sous-saturé par

rapport à l'As, l'or est alors en solution solide dans la pyrite. Nos calculs indiquent que pour les pyrites pauvres en As, l'or est communément sous-saturé dans la pyrite, mais avec des proportions très variables ([figure 4.12](#)). Cette relation suggère que les fluides ont été enrichis en As et Au en quantité variable lors de la formation initiale de la pyrite. Une conclusion similaire a été obtenue pour la minéralisation à haute teneur du gisement aurifère épithermal Hishikari ([Morishita et al., 2008](#)). Pour cette première venue d'or, qui est corrélée avec le Te, Co, Pb, Bi et As, l'or se présente probablement en solution solide dans la pyrite, alors que le contenu d'Au reflète un couplage avec le remplacement de l'As.

Pour les zones enrichies en As de la pyrite, l'Au est fortement sous-saturé par rapport à l'As, même si des valeurs élevées ont été analysées ([figure 4.12](#)). Selon [Reich et al. \(2005\)](#), cela indique que " l'or invisible " dans les zones enrichies en As des pyrites se présente sous la forme d'une solution solide. Toutefois, des inclusions d'électrum ont été rencontrées lors de l'ablation au laser, indiquant donc aussi la présence d'inclusions. Il convient également de noter que l'As et l'Au n'ont pas de corrélations, alors que c'est le cas pour l'or dans les zones pauvres en As des pyrites. Pour l'Ag, qui est présent en concentration importante (<6527 ppm), il n'est pas clair si de fortes concentrations peuvent être accommodées par solution solide dans la pyrite. Par exemple, [Huston et al. \(1993\)](#) ont conclu que l'Ag dans la pyrite en solution solide devrait être au-dessous de 5 ppm (la limite de détection), autrement il devrait se retrouver sous la forme inclusions. Par contre, [Cabri et al. \(1985\)](#) ont démontré que l'argent est présent dans la pyrite sous la forme d' $\text{Ag}^{3+}$  en

solution solide. À la lumière de ces considérations, il semble logique que l'or invisible lié à l'enrichissement en As de la pyrite se présente sous la forme de particules d'alliage Au-Ag, quel que soit le niveau de saturation par rapport à l'enrichissement d'As. Selon les données, il semble qu'un certain niveau d'enrichissement en As (>1122 ppm) soit nécessaire pour susciter des précipitations d'or en tant que microparticules. Il est donc suggéré que l'enrichissement en As des pyrites est un phénomène précoce par rapport à la venue de l'or, expliquant l'absence de corrélation entre Au et As. De la sorte, l'Au et l'Ag se retrouvent sous la forme de microparticules ainsi qu'en solution solide. En conséquence, il est proposé que "l'or invisible" dans les zones d'enrichissement en As des pyrites ait été en partie précipité par un mécanisme électrochimique, lié aux différentes zones microscopiques de variation du contenu en As dans la pyrite.

Les zonalités arsénicales dans les pyrites sont un phénomène bien documenté pour les gisements d'or (p.ex. [Fleet \*et al.\*, 1989](#); [Arehart \*et al.\*, 1993](#); [Fleet \*et al.\*, 1993](#); [Shore et Fowler, 1996](#); [Belcher \*et al.\*, 2004](#); [Thomas \*et al.\*, 2011](#)). Dans la plupart des cas, la zonalité se manifeste par des bandes oscillatoires concentriques dans les grains de pyrite, interprétées comme le résultat de la fluctuation de la concentration en As des fluides, ou étant induit par des variations physico-chimiques des conditions lors de la croissance de la pyrite ([Cook et Chrysosoulis, 1990](#); [Kolb \*et al.\*, 2004](#); [Belcher \*et al.\*, 2004](#)). Dans le cas présent, les zones riches en As sont clairement superposées sur des agrégats de cristaux de pyrite ([figures 4.3 et 4.4](#)). Les zones d'enrichissement en As semblent

être contrôlées par des anisotropies telles que les fractures et les joints de grains. Les précipitations d'or libre sont donc liées à un changement secondaire de la composition des pyrites induit par la surimpression de fluides hydrothermaux tardifs (figure 4.13). Ces fluides tardifs, en plus d'être enrichis en As, ont été considérablement enrichis en Au et Ag, ainsi qu'en Hg et Sb en plus faibles concentrations.

Le mécanisme proposé pour l'accumulation de l'or dans le district de Poderosa-Pataz a des implications importantes pour la formation de la minéralisation aurifère. Les veines aurifères ont une séquence paragénétique (Qz-Py-I (Apy-Sph-Gn), Py-IIa (Apy)-Sph-Gn (Qz), Qz-Cbs-Py-IIb-Chl) qui peut être liée au refroidissement progressif et séquentiel des fluides au cours du remplissage des veines. Ainsi, la température plus élevée est représentée par la pyrite et la plus basse, à la fin du système hydrothermal, par la galène. Indépendamment de la complexité de la séquence de remplissage, l'or libre se trouve essentiellement sous la forme de grains, en association avec la pyrite, et communément en tant que remplissage de fractures tardives. En outre, la minéralisation aurifère dans la région affiche une continuité verticale et latérale exceptionnelle. Le mécanisme électrochimique peut expliquer cette particularité. Ce mécanisme peut être considéré comme un filtre pour extraire l'or de la solution, même en faible concentration, pendant la circulation tardive des fluides hydrothermaux dans les veines. La variation de la semi-conductivité de la pyrite, transformée localement en type p (p-type), a été induite par des fluides hydrothermaux enrichis en As. Ces

variations des caractéristiques électriques des pyrites favorisent l'accumulation de l'or libre dans les zones spécifiques où un potentiel électrique est induit. Quant à "l'or invisible" et aux microparticules d'or, ces accumulations sont en lien avec des zones d'enrichissement en As et sont probablement précipitées par le même mécanisme, mais à une échelle différente.

Le filtrage électrochimique de l'or peut être considéré comme relativement indépendant des paramètres physico-chimiques, comme les variations de pression et de température. Comme l'enrichissement en arsenic est surimposé sur la pyrite, ce mécanisme est également indépendant de la paragenèse des veines, tant que celles-ci renferment de la pyrite. À l'échelle du district, un tel mécanisme explique avantageusement les variations minéralogiques des veines aurifères, tout en étant aurifère.

Un autre point de discussion est la présence d'As aux bordures de la pyrite primaire. Si l'on considère que la pyrite de types n et p sont respectivement de haute et de basse température ([Abratibis et al., 2004](#)), on peut déduire qu'il y a une diminution de la température du fluide à la fin de la précipitation de la pyrite primaire.

Un flux thermique sur des sulfures déjà formés peut modifier leur composition initiale, tel que documenté pour le gisement Boliden en Suède ([Wagner et al., 2007](#)), où le métamorphisme a changé la composition originale des sulfures. L'arsénopyrite primaire, analysée par ablation au laser possèdent des

valeurs entre 30 à 50 ppm Au. Par contre, la bordure montre des augmentations des valeurs aurifères ([Wagner et al., 2007](#)) qui pourraient être attribuables à des processus métamorphiques. Néanmoins, à Poderosa-Pataz, l'absence de minéraux métamorphiques ne permet pas de penser qu'un tel mécanisme ait pu être opérant. Cet enrichissement des bordures est donc une conséquence directe de l'évolution du système hydrothermal.

#### 4.4 Conclusion

La composition chimique des pyrites a permis de définir deux types principaux : 1) la Py-I formée dans une première phase métallique ; et 2) les pyrites Py-IIa et la Py-IIb formées lors d'une deuxième phase. La composition des pyrites primaires (Py-I et Py-IIa) a été modifiée lors de la circulation de fluides hydrothermaux riches en arsenic et en or au sein des veines, avant la cristallisation tardive de la pyrite Py-IIb pauvre en arsenic.

Les résultats analytiques indiquent la présence d'au moins deux comportements spécifiques des métaux par rapport aux concentrations « d'or invisible ». Dans les pyrites primaires (Py-Ia, Py-Ib et Py-IIa), Te, Co, As, Pb et Bi ont une corrélation positive avec Au. Le contenu en or est communément sous-saturé par rapport à celui de l'As, selon des proportions très variables. Ces données suggèrent que la précipitation de l'or a eu lieu au cours de la croissance de la pyrite à partir d'un fluide hydrothermal modérément enrichi en As et

faiblement en Au, Te, Co, Pb et Bi. Le mécanisme de précipitation de l'or entraîne la formation de As-Au en solution solide dans la pyrite.

Dans les zones enrichies en As des pyrites, les concentrations d'Au et d'Ag sont corrélatives, mais ne sont pas directement proportionnelles à la concentration en As. Par rapport à l'arsenic, l'or est fortement sous-saturé, suggérant qu'une partie de l'or pourrait se trouver sous la forme de solution solide. La présence de micro-inclusions d'Au-Ag, révélées au LA-ICP-MS, suggère toutefois que la majeure partie de l'or se trouve sous la forme de microparticules. Ces particules d'alliage Au-Ag ainsi que les grains d'or libre (électrum) dans des veines de quartz riches en sulfures ont été précipités à partir des réactions électrochimiques liées aux variations de la semi-conductivité dans la pyrite en raison de leur enrichissement en As.

La contribution la plus importante de cette étude des pyrites réside dans le fait que les zones d'enrichissement arsénical des pyrites ne résultent pas de la croissance de la pyrite hydrothermale comme il a précédemment été démontré pour d'autres gisements d'or. Elles sont plutôt induites par la circulation de fluides hydrothermaux secondaires, ajoutant As, Au, et Ag dans les veines et dans une moindre mesure, Hg et Sb. Cette conclusion met en évidence le rôle critique que joue l'arsenic dans les pyrites pour précipiter l'or, et ce même en tant qu'ajout tardif sur des cristaux de pyrite déjà précipités.

La distribution des zones arsénicales de l'As montre que l'enrichissement autour de grains d'or libre est essentiellement discordant par rapport à la morphologie de la pyrite. Cela indique que la précipitation de l'or est contrôlée par la surimpression des enrichissements en As sur les grains de pyrite. De plus, les zones enrichies en arsenic sont également considérablement enrichies en "or invisible" comme le révèle les analyses par points au LA-ICP-MS.

La précipitation électrochimique de l'or, liée à la modification de la semi-conductivité dans les pyrites, est induite par l'enrichissement secondaire en As, et est ici considérée comme le principal mécanisme de précipitation de l'or. Le mécanisme électrochimique est ici considéré comme un filtre pour extraire l'or de la solution, au cours de l'écoulement des fluides hydrothermaux dans les veines, même si l'or est en faible concentration. Un tel filtrage électrochimique, induit par la semi-conductivité variable des pyrites, est indépendant des variations physico-chimiques, comme la pression et de la température. Ce mécanisme pourrait donc expliquer la distribution verticale et latérale exceptionnelle des minéralisations aurifères dans ce district prolifique en or (figure 4.14).



**Tableau 4. 1. Matrice de corrélation entre l'or et les éléments analysés par LA-ICP-MS dans les zones pauvres et riches en arsenic des pyrites.**

[illegible]

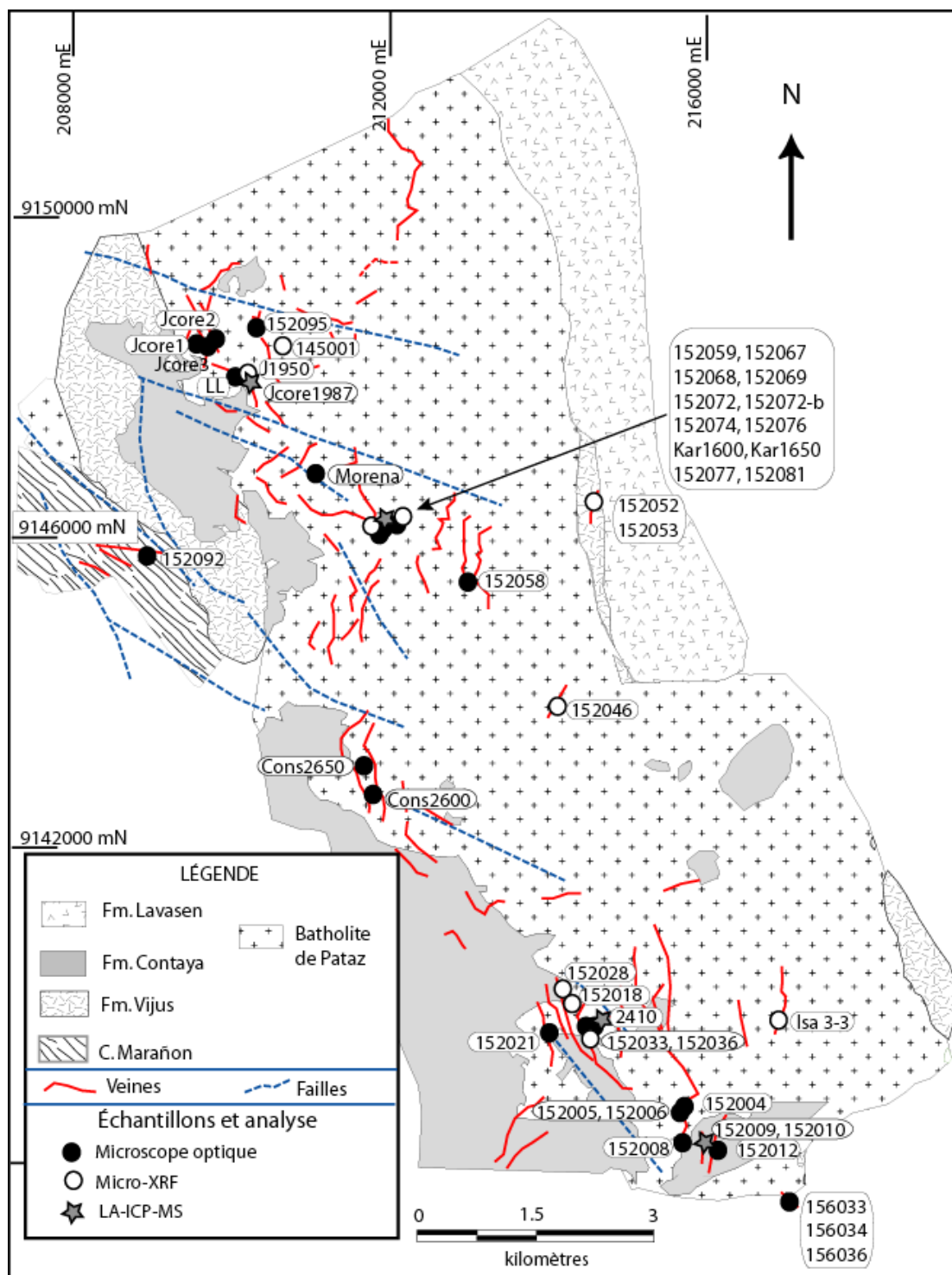
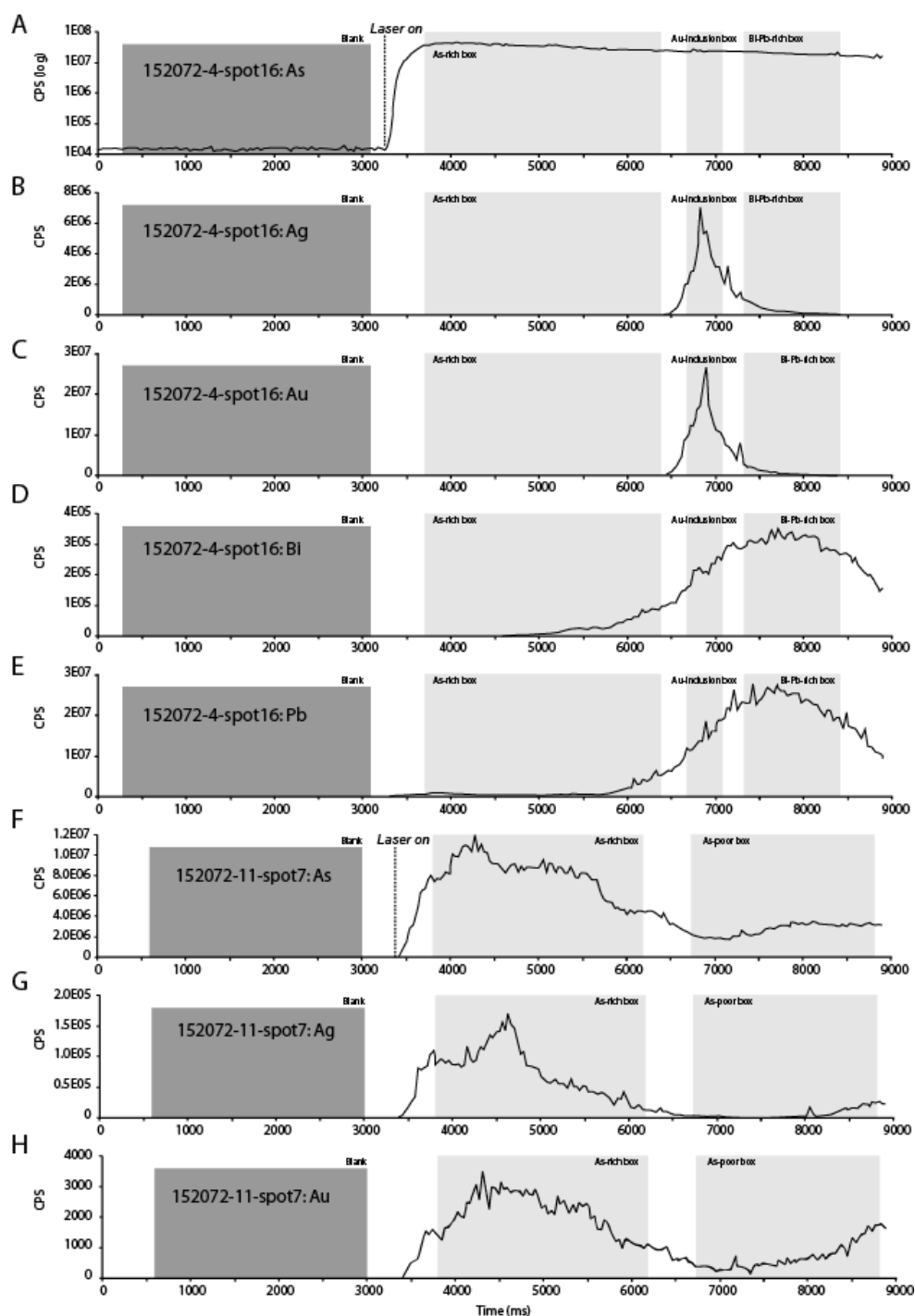


Figure 4. 1. Carte et localisation des échantillons pour cette étude.



**Figure 4. 2. Profils analytiques au LA-ICP-MS, exprimant le nombre de compte (CPS) par seconde en fonction du temps (ms) pour des éléments sélectionnés. Les boîtes en gris foncé représentent le blanc (brut de fonds du spectromètre de masse avant la mise en marche du laser) alors que celles plus pâles représentent les plages de calculs des concentrations en ppm.**

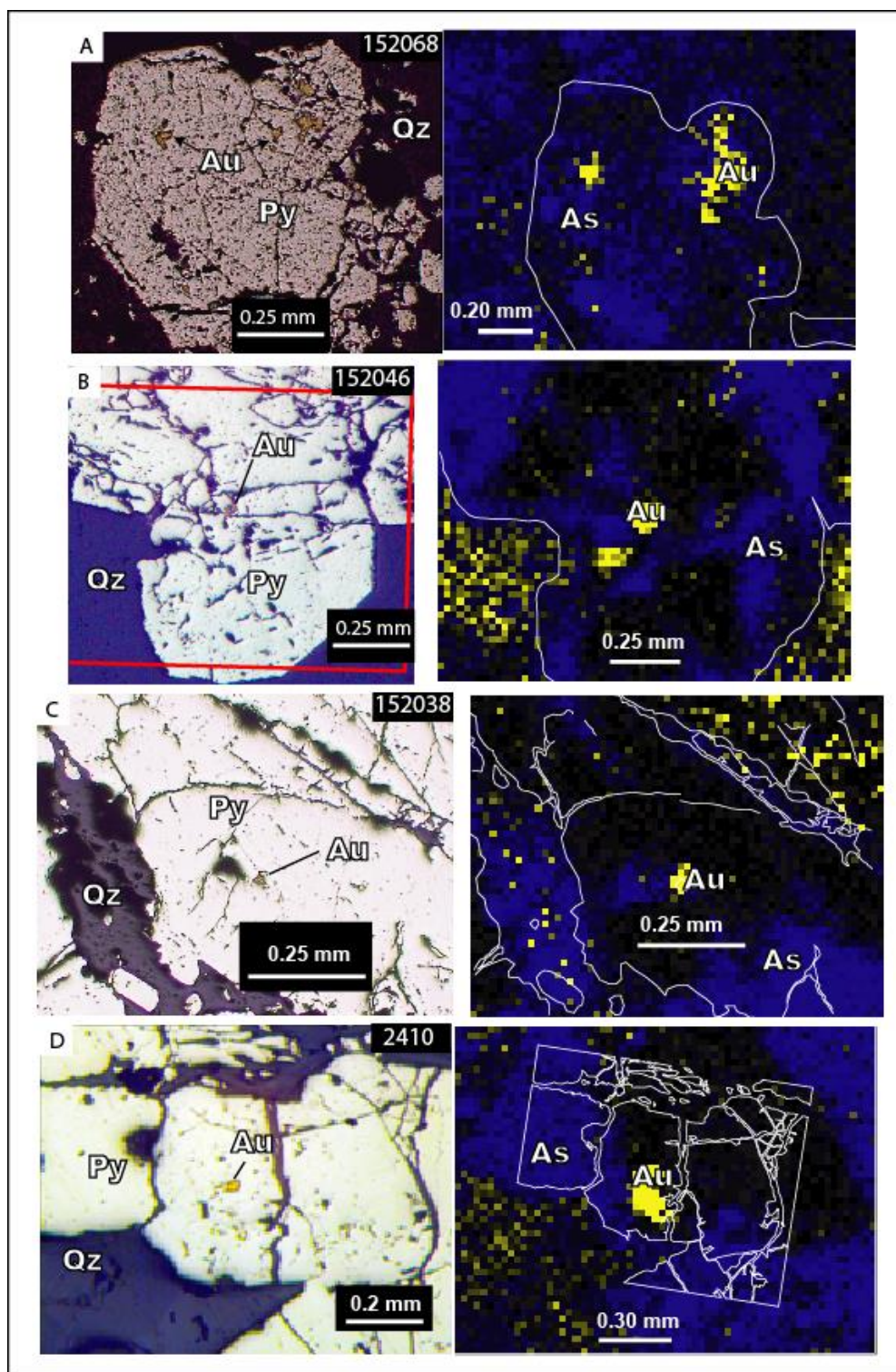
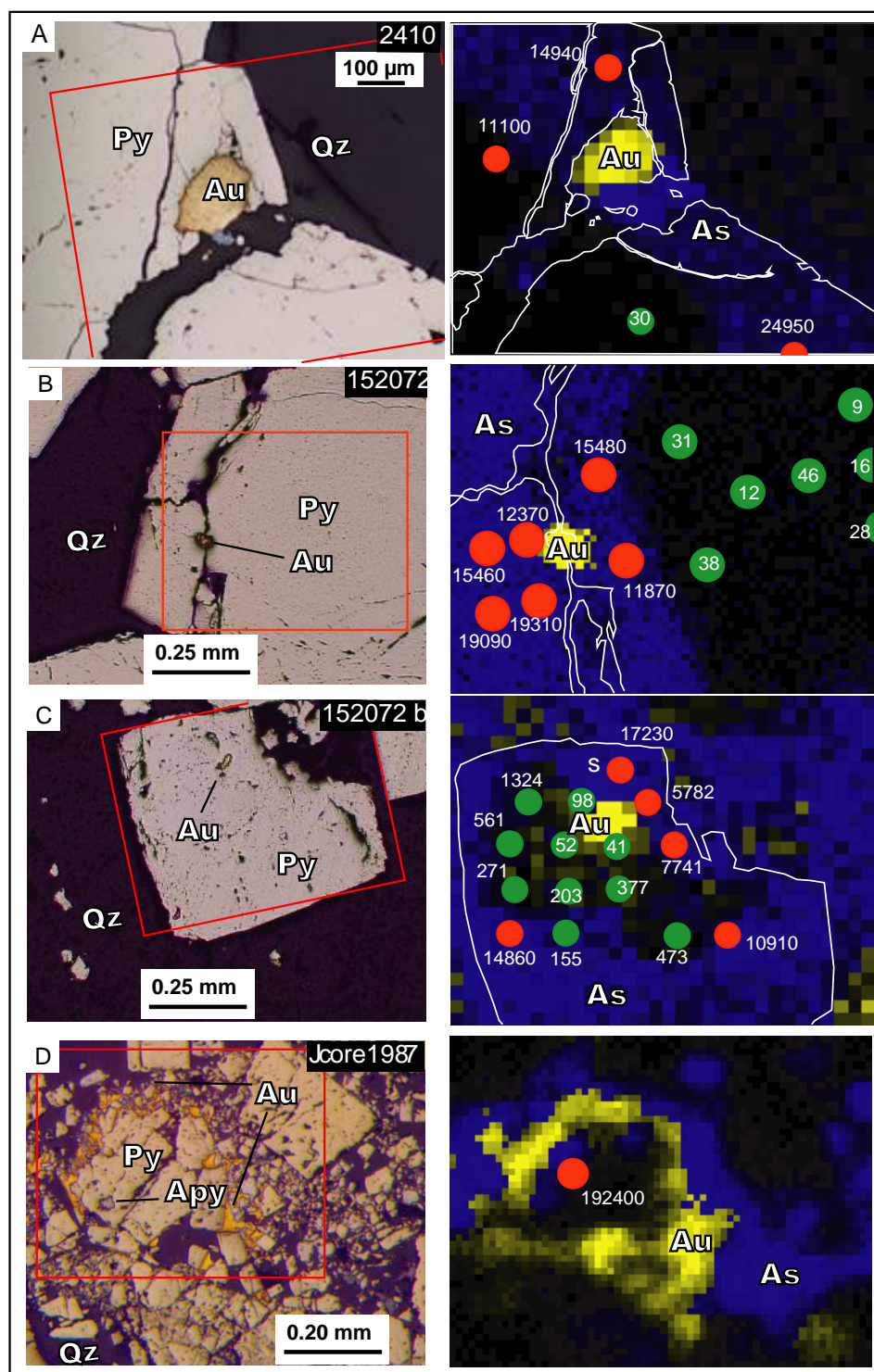
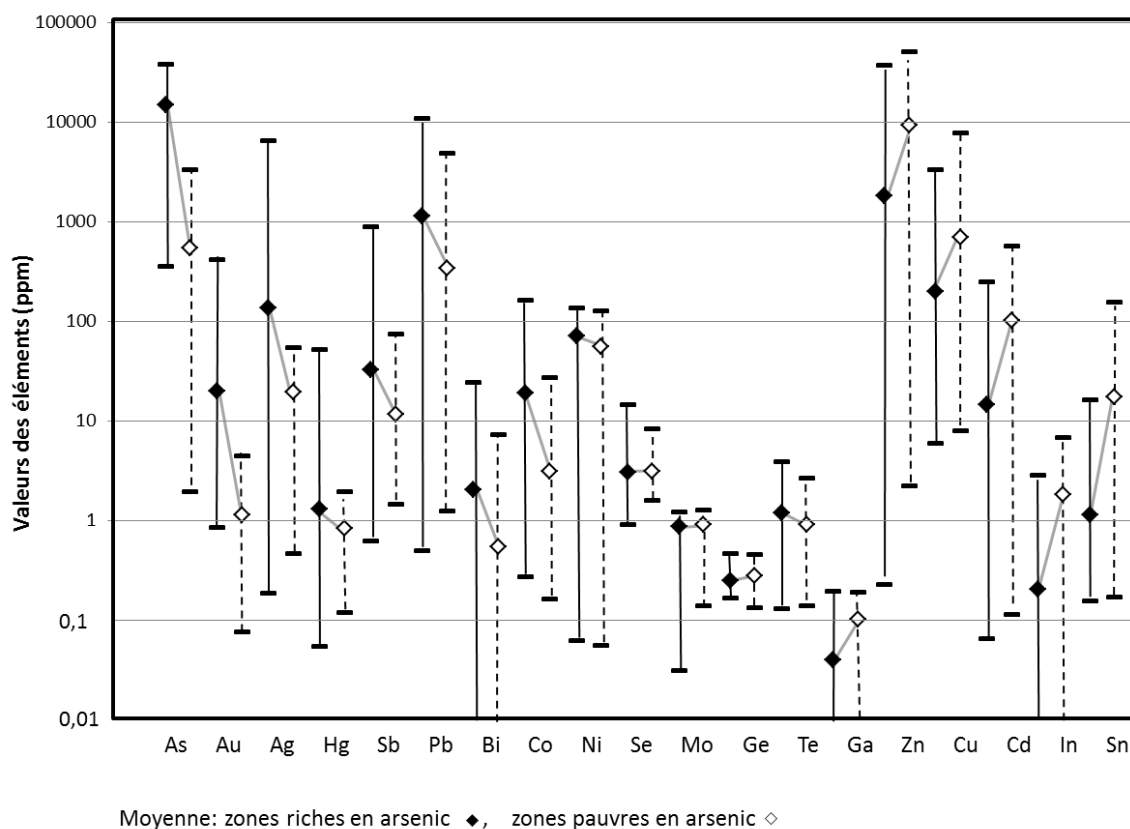


Figure 4. 3. Cartographie élémentaire de l'As (bleu) et de l'Au (jaune) autour des plages d'or libre dans la pyrite.

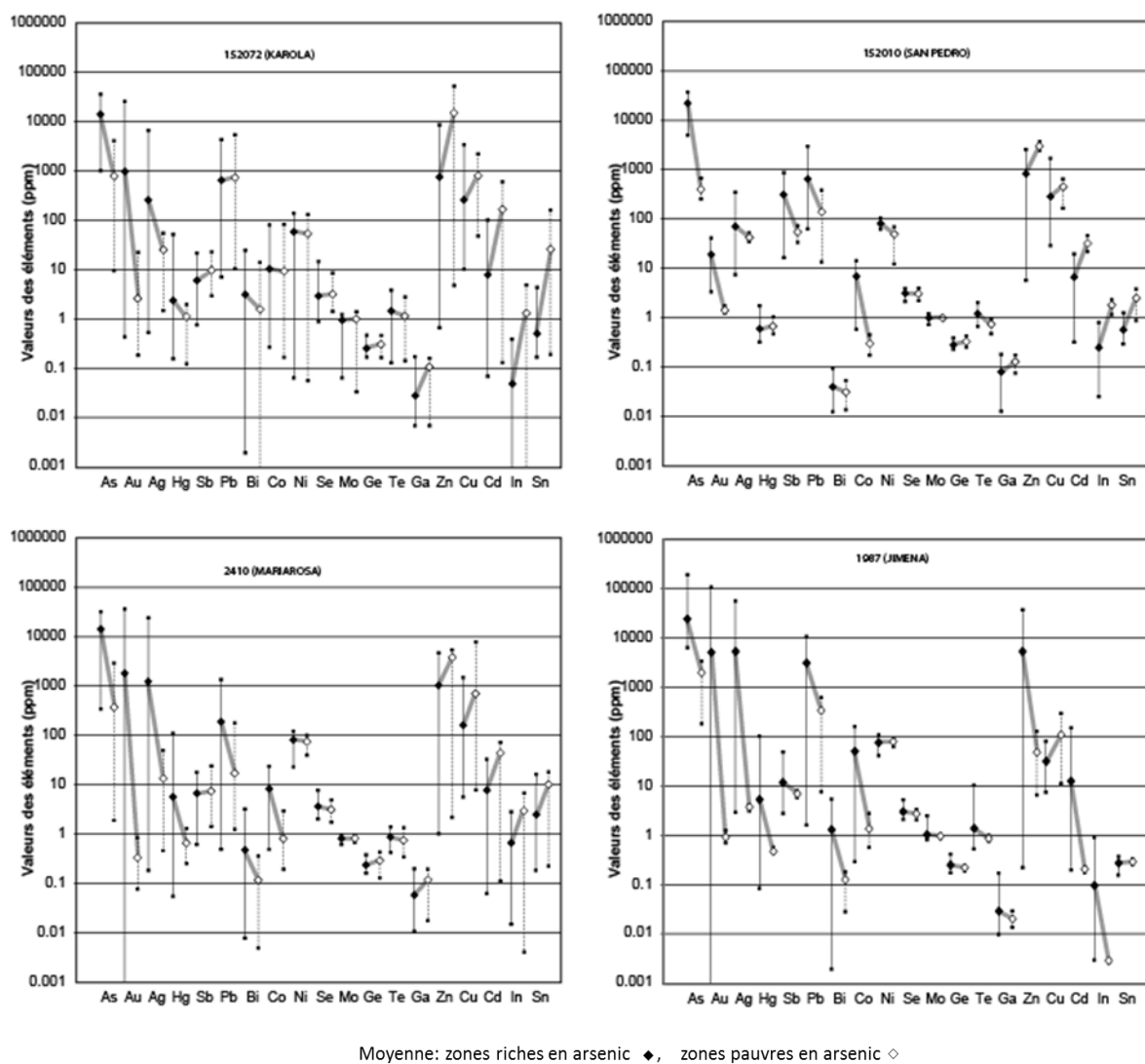




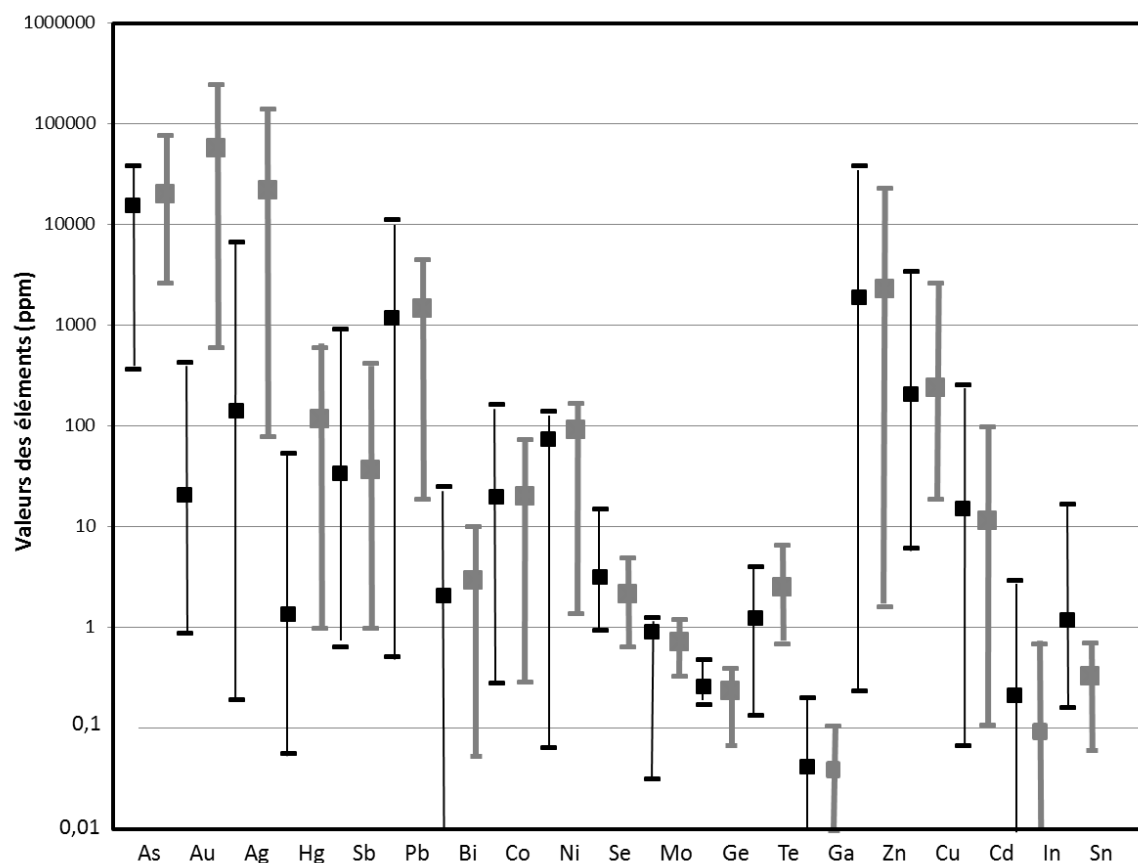
**Figure 4. 4. Cartographie élémentaire de l'As et de l'Au autour des plages d'or dans la pyrite et points d'analyses au LA-ICP-MS (Rouge : forte valeur As et vert faible valeur As).**



**Figure 4. 5. Diagramme binaire logarithmique des concentrations en métaux analysés au LA-ICP-MS selon la position dans les zones riches et les zones pauvres en arsenic des pyrites.**

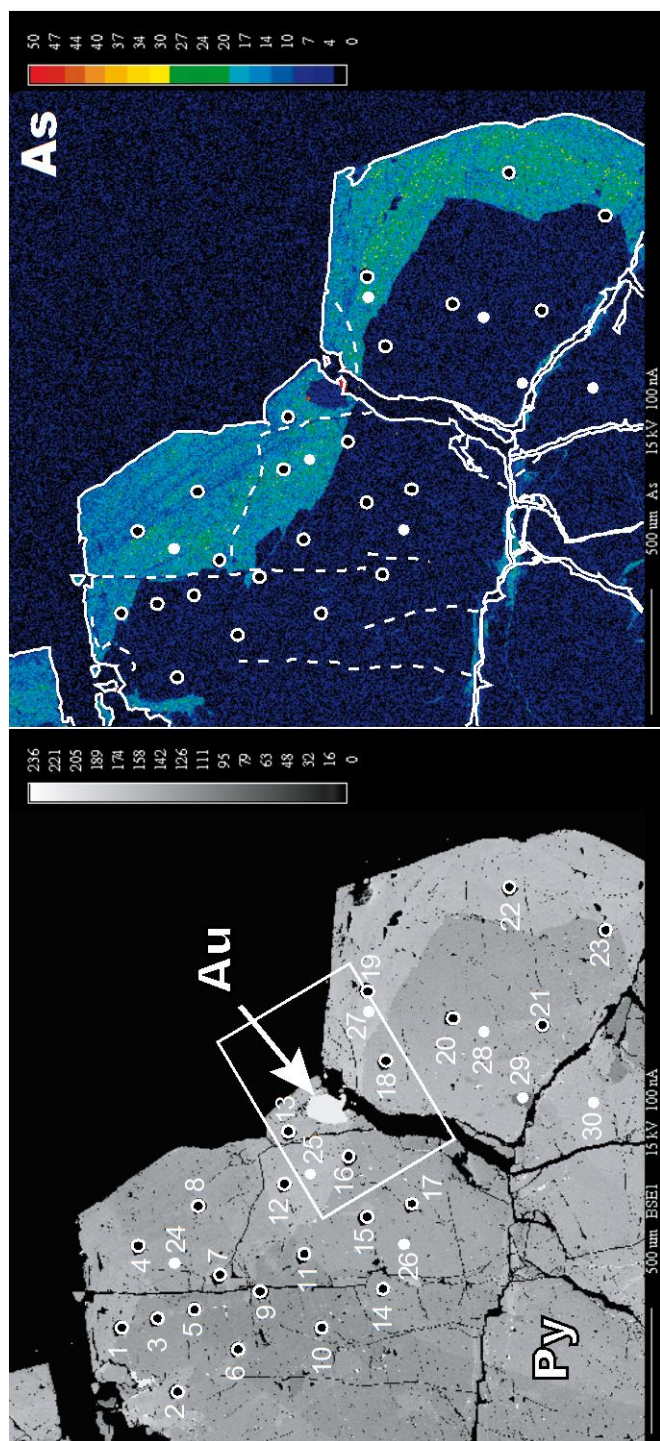


**Figure 4. 6. Relation individualisée (par veines) des éléments dans les zones riches et zones pauvres en arsenic des pyrites analysées au LA-ICP-MS.**

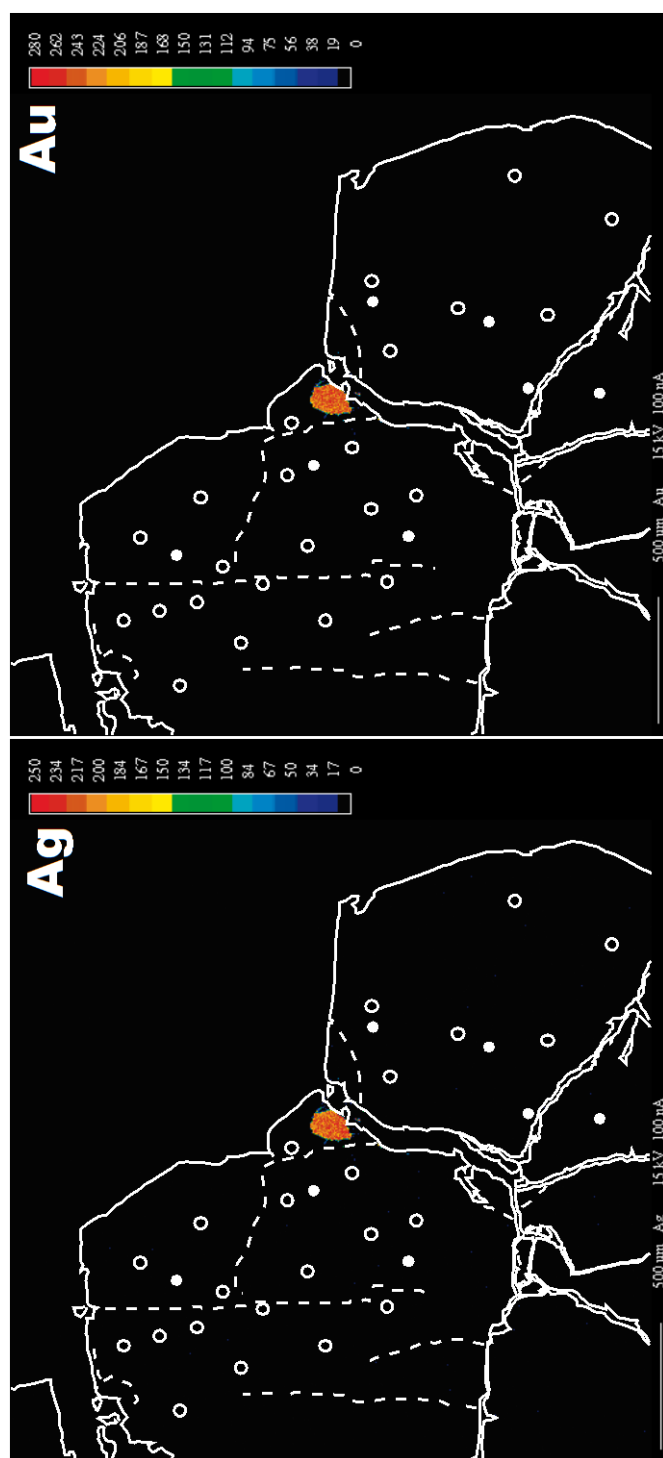


**Figure 4. 7. Diagramme de la plage de composition en métaux (ligne) avec la moyenne (points carrés) pour les analyses au LA-ICP-MS. Les lignes épaisses grises représentent les inclusions d'or individualisées (gris : n=14) comparée aux valeurs dans les zones riches en As (ligne noire). Sauf pour Ag et Hg, les inclusions d'or ne sont pas significativement enrichies en d'autres éléments, indiquant que les inclusions sont composées d'électrum.**

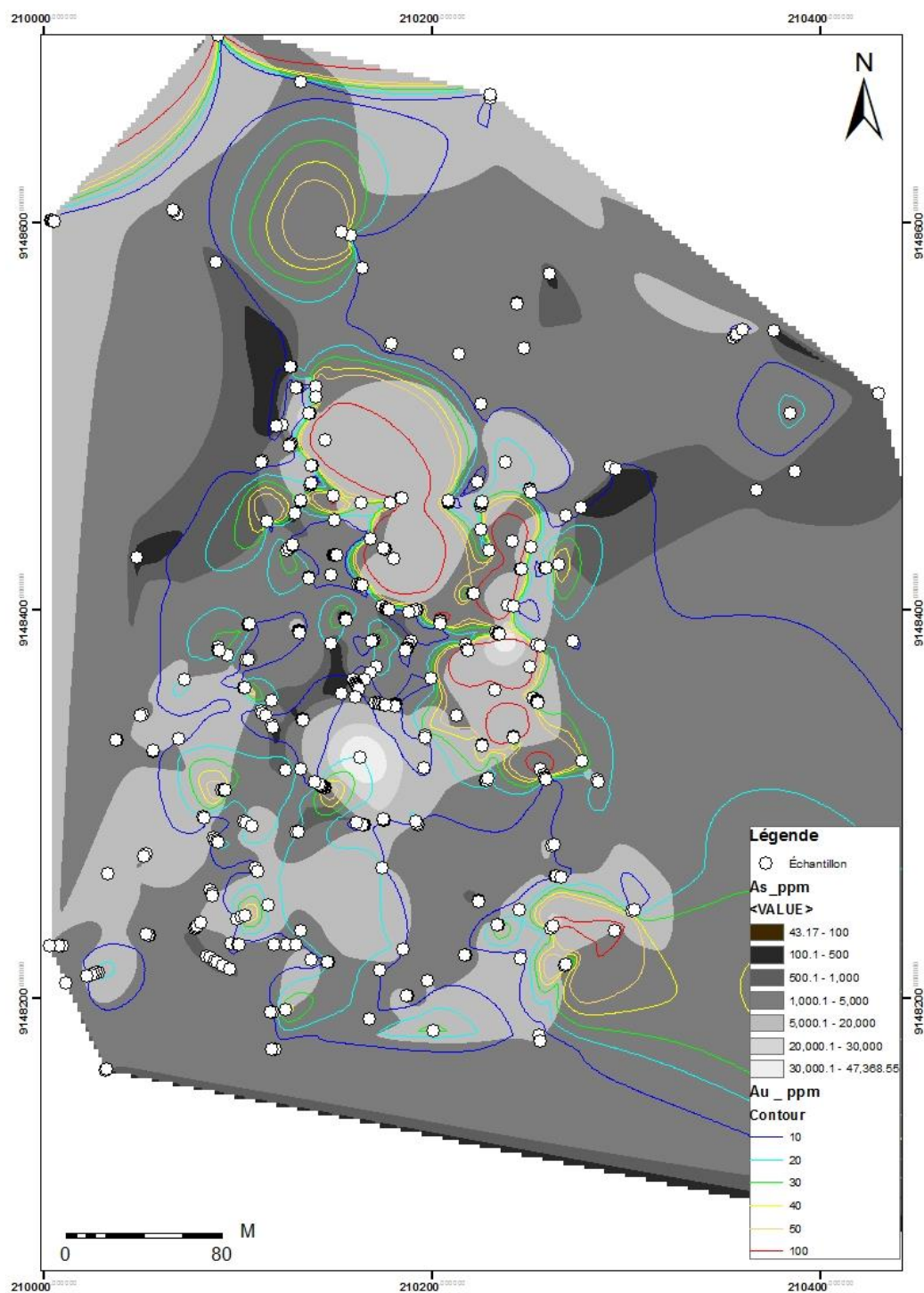




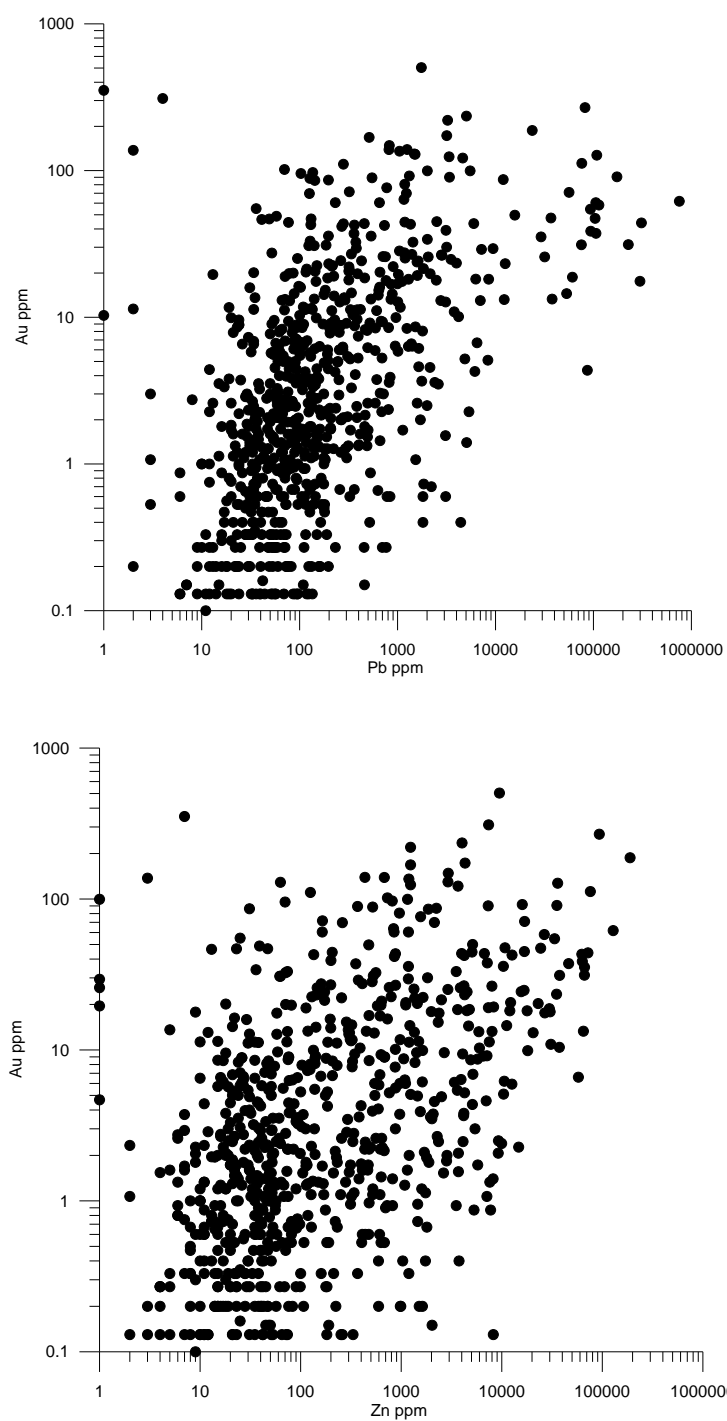
**Figure 4. 8.** Cartographie et analyses à la microsonde sur une pyrite préalablement cartographiée par Micro-XRF et analysée au LA-ICP-MS. Les valeurs sont présentées sous la forme de % As.



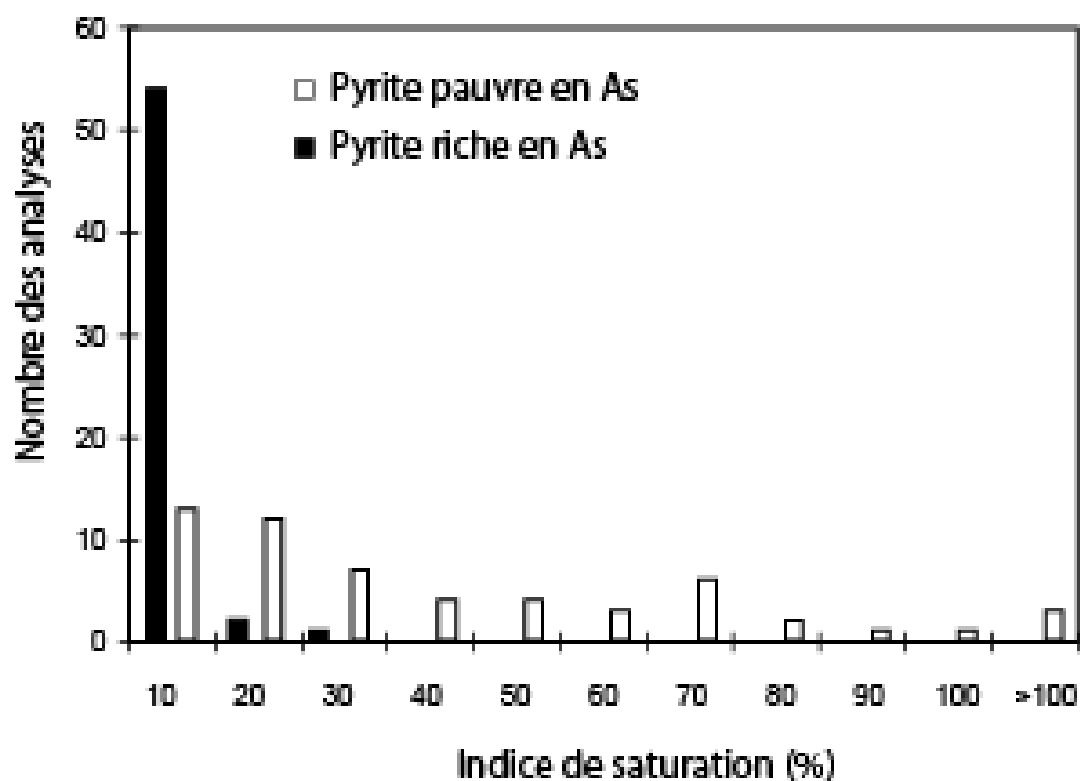
**Figure 4. 9.** Analyses à la microsonde sur une pyrite préalablement cartographiée par Micro-XRF et analysée par LA-ICP-MS pour Au et Ag.



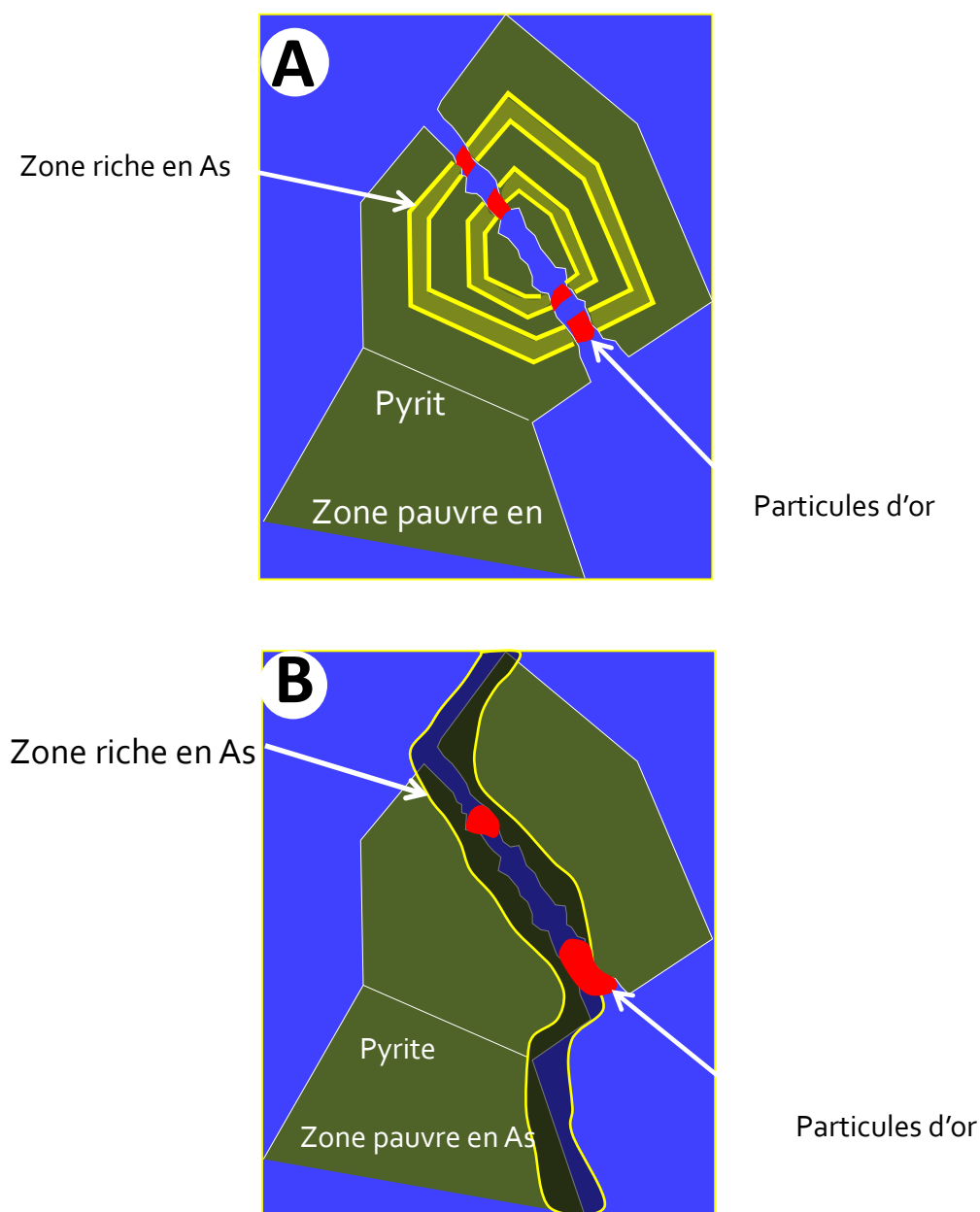
**Figure 4. 10. Distribution de l'arsenic et de l'or (courbes) dans l'un des vecteurs minéralisés de la veine Jimena.**



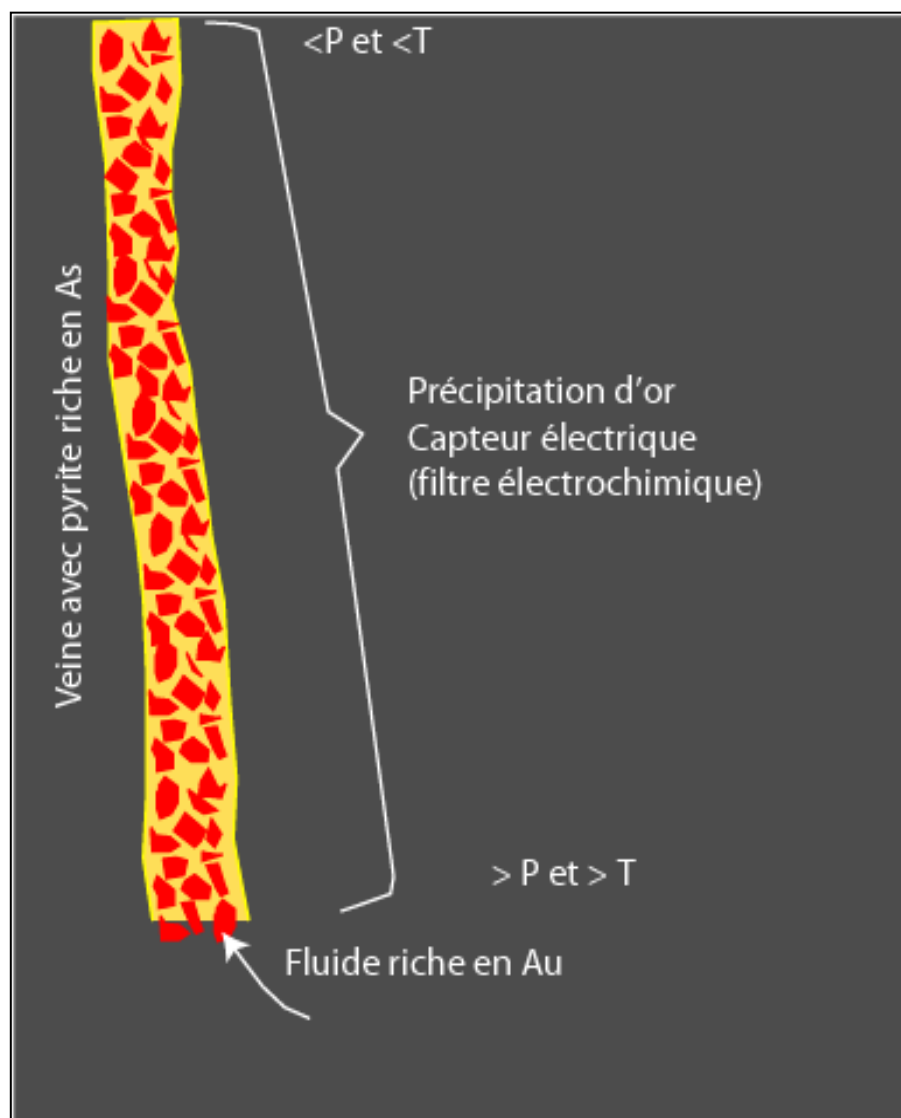
**Figure 4. 11. Relations Au/Pb et Au/Zn montrant une certaine corrélation positive. Cette corrélation est en accord avec une introduction de l'or à la fin de la phase métallique principale qui précipite la sphalérite et la galène. Données d'analyse des échantillons en forages aux diamants, source Poderosa.**



**Figure 4. 12.** Histogramme de la saturation d'Au et d'As pour les zones riche et pauvre en As des pyrites sur la base des données au LA-ICP-MS. L'indice de saturation est calculé à partir de la formule de [Reich et al. \(2005\)](#) comme suit:  $Au \text{ (ppm)} / (0,02 * As \text{ (ppm)} + 0,0004) * 100$ .



**Figure 4. 13. Schéma de la zonalité primaire de la pyrite et zonalité secondaire de la pyrite et leur relation avec l'or libre : A) Zonalité primaire en As produite pendant la croissance de la pyrite, (modifiée de Moller et Kersten, 1994). B) Zonalité secondaire par enrichissement tardif en As, modèle proposé pour le district de Poderosa-Pataz**



**Figure 4. 14.** Schéma du modèle conceptuel de filtre électrochimique pour le processus de précipitation de l'or au gisement de Poderos-Pataz. Ce processus est indépendant des facteurs physico-chimiques.

## CHAPITRE V

### ÉTUDE ISOTOPIQUE $^{34}\text{S}$ ET $^{18}\text{O}$ DU DISTRICT PODEROSA-PATAZ

#### Introduction

La problématique des gisements de type filonien réside dans la controverse de leur origine, quant à la source des fluides : 1) une source magmatique dans le modèle de filiation intrusive (p.ex. [Lang et Baker, 2001](#)) ; et 2) une source liée à la dévolatilisation métamorphique dans le modèle orogénique ([Groves et al., 1998](#); [Phillips et Powell, 2010](#); [Gaboury, 2013](#)). Les isotopes stables, tels que le soufre ( $^{34}\text{S}$ ) et l'oxygène ( $^{18}\text{O}$ ) dans différents minéraux sont utilisés pour apporter des pistes de réponse à cette problématique. Également, en utilisant les relations des paires isotopiques dans les minéraux en équilibre, il est possible : 1) d'estimer les conditions présentes pendant la formation des veines ; et 2) de caractériser l'évolution isotopique des fluides selon la température, mais aussi selon les interrelations avec le milieu.



Dans la plupart des gisements aurifères filoniens, les études isotopiques montrent que le mélange de fluides de différentes sources est commun, comme pour les gisements du « Transvaal Séquence » (Anderson *et al.*, 1992), de Cosmopolitan Howley (Matthaei *et al.*, 1995) et de la ceinture Varisque de l'ouest de l'Europe (Boiron *et al.*, 2003) par exemple. En théorie, le mélange de fluides est un mécanisme efficace pour induire la précipitation de l'or (Skinner, 1979).

Le but de ce chapitre est d'étudier les isotopes  $^{34}\text{S}$  et  $^{18}\text{O}$  pour pouvoir ainsi retracer 1) l'origine du fluide ; 2) l'évolution des fluides au niveau du district ; 3) le rôle possible de l'interaction fluides-roches ; et 4) la source du soufre et sa signature en regard des phases de la minéralisation. Les valeurs isotopiques de  $^{34}\text{S}$  et  $^{18}\text{O}$  ont été analysées sur les échantillons collectionnés en fonction de la distribution spatiale des veines et de l'importance des vecteurs minéralisés.

## 5.1 Travaux précédents sur les isotopes

Les premières études documentées sur des isotopes de soufre, débutent dans les années 40, avec entre autres, les travaux de Urey (1947) et Trofinov (1949). Plus tard, l'étalon international du  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  est défini sur la Troïlite du météorite de Cañon-Diablo à 22,220 (Jensen et Nakai, 1962).

Plusieurs travaux sur la géochimie des isotopes pour les gisements aurifères ont été réalisés sur les sulfures et sur le quartz. Pour les sulfures, les travaux ont ciblé plus particulièrement la pyrite, car c'est le sulfure le plus commun

des gisements aurifères. Elle présente des rapports isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  couvrant toutes les plages établies, soit de -25 à +25‰ CDT ([McCuaig et Kerrich, 1998](#)) dans les gisements filoniens classés comme orogéniques. Par contre, pour les gisements de filiation intrusive, il existe une concentration importante des rapports isotopiques autour de 0‰ (de -1 à +8‰ CDT, [McCuaig et Kerrich, 1998](#)). Dans les deux cas, il y a toutefois une forte concentration des rapports de -3 à + 5‰ CDT.

D'autre part, les rapports isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  des sphalérites et galènes ont été étudiés, principalement en raison du fait qu'ils forment une paire de sulfures. Ces sulfures sont communs dans une des phases (en général dans la deuxième phase) de la formation des gisements aurifères. Le calcul de la température isotopique peut être appliqué à n'importe quelle paire de sulfures (p.ex. pyrite-sphalérite, pyrite-galène), dans la mesure où ceux-ci sont en équilibre.

Quant à la caractérisation des processus hydrothermaux, la compilation de nombreuses études sur les rapports isotopiques  $^{18}\text{O}$  et D (deutérium) des fluides, a permis une classification génétique de ceux-ci. Ainsi, les fluides d'origine magmatique possèdent des rapports de  $^{18}\text{O}$  qui s'étalent entre +5,5 et +9,5‰ SMOW ([Sheppard, 1986](#)). Pour les eaux métamorphiques, les valeurs sont plus étendues, variant de +3 à +26‰ SMOW ([Sheppard, 1977](#); [Taylor, 1974](#)).

Pour le cas particulier de Poderosa-Pataz, les premières études isotopiques dans la région ont été menées par [MacFarlane et al. \(1999\)](#) dans la partie sud de la zone d'étude, plus spécifiquement, dans le district minier de Parcoy-Buldibuyo.

Cette étude avait comme but de déterminer la source de la minéralisation à partir des isotopes de plomb. Les résultats obtenus montrent que les valeurs isotopiques radiogéniques sont homogènes dans la minéralisation ainsi que dans l'intrusion qui est l'encaissant principal. Les rapports isotopiques moyens  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des roches intrusives sont de 19,110, 15,693 et 39,358; et de 18,409, 15,640 et 38,361 pour la minéralisation, respectivement. Ainsi, [Haeberlin et al. \(2004\)](#) proposent que ces valeurs peuvent s'expliquer par le produit du mélange des fluides dérivés de la déshydratation des roches crustales avec des fluides magmatiques dérivés des roches intrusives calco-alkalines.

Pour le cas du  $^{34}\text{S}$ , [Haeberlin et al. \(2004\)](#) livrent également des données de  $\delta^{34}\text{S}$  pour la pyrite, la galène, la sphalérite et l'arsénopyrite pour la minéralisation encaissée dans le batholite de Pataz. Plus spécifiquement, pour le district de Poderosa-Pataz, ils rapportent des valeurs isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  entre +1,9‰ et +3,2‰ CDT pour les pyrites. Les rapports isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  pour les paires sphalérite-galène donnent des températures de 265 à 365°C (calculées selon l'équation de [Li et Liu, 2006](#)). La distribution spatiale des températures obtenues permet d'inférer une zonalité thermique apparente qui se manifeste par des températures plus élevées dans la partie centrale du district (Consuelo) qu'aux extrémités nord et sud.

Les études isotopiques de  $^{18}\text{O}$  ont été également menées par [Haeberlin et al. \(2004\)](#) sur le quartz, la muscovite et les carbonates (ankérite, dolomite et

calcite). Les paires isotopiques pour les trois étapes de minéralisation selon la paragenèse établie, indiquent des températures de 330°C pour l'étape 1 dans les quartz-ankérites et pour l'étape 2 dans les quartz-muscovites, et de 300°C pour l'étape 3 dans les dolomites-calcites. Sur la base de ces températures, [Haeberlin et al. \(2004\)](#) estiment que la valeur initiale de  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide hydrothermal est de  $+7\pm 2\text{‰}$  SMOW pour les stades 1 et 2 de la minéralisation.

## 5.2 Échantillonnage

Dans ce travail, les paramètres suivants ont été considérées pour déterminer les échantillons à sélectionner pour les analyses isotopiques: 1) que les échantillons soient représentatifs des zones riches et pauvres en or ; 2) qu'ils couvrent une distribution verticale complète des zones minéralisées; 3) qu'ils couvrent également toute la distribution latérale des zones minéralisées ; et 4) que les échantillons couvrent le spectre des caractéristiques variables des zones minéralisées, telles que la minéralogie, les attitudes et les roches encaissantes.

En accord avec les paramètres précédents et les objectifs du travail, les échantillons de 30 sites couvrant différentes veines ont été analysés pour le  $^{34}\text{S}$  sur différents sulfures. Pour mieux contraindre la source de soufre, deux autres échantillons de pyrites ont aussi été sélectionnés, à savoir un échantillon d'un dyke silicifié et chloritisé le long de la faille Qorihuarmi, qui est une faille associée à un vecteur minéralisé de la veine Mercedes, et un autre provenant d'un dyke aplitique situé à 10 m dans le mur de la veine Pencas.

Quant aux analyses isotopiques de l'oxygène, elles ont été réalisées spécifiquement sur le quartz des veines (26 stations) et dans des dykes de pegmatites. De plus, 7 échantillons provenant des aplites ont été prélevés pour des analyses de roche totale.

### **5.3 Méthodologie**

La préparation des échantillons pour fins d'analyses isotopiques a nécessité 6 étapes. Le broyage primaire de l'échantillon (1) est réalisé par marteau et pilon et correspond en général à moins de 0,5 cm<sup>3</sup> de l'échantillon. La sélection manuelle des grains (2) est réalisée avec l'aide d'une pincette sous le microscope binoculaire. Par la suite, une validation de la pureté (3) est réalisée par l'analyse au micro-XRF. Les grains de minéraux sont collés sur un porte-objet avec du ruban adhésif double face. Un balayage (scan) est réalisé pour connaître la position spatiale de chaque grain. Pour les sulfures de petite taille et le quartz, des analyses ponctuelles au micro-XRF sont réalisées sur chaque grain (4), pour connaître la composition semi-quantitative (pour la galène - la méthode n'a pas été appliquée). L'élimination manuelle des impuretés (5), que sont les grains dont la composition ne satisfait pas la formule du minéral, est à nouveau réalisée avec l'aide du microscope binoculaire et de la pincette. Enfin la pulvérisation finale (6) est réalisée au mortier d'agate pour homogénéiser l'échantillon.

Au cours de la sélection des grains de pyrite pour les analyses, trois types de pyrites ont été identifiées selon leur taille et leur association. Il s'agit de: 1) la

pyrite grossière Py-I (Py-Ia et Py-Ib) qui est généralement cubique et entre 0,5 et 1 cm de taille (pyrite grossière fracturée) ; 2) la pyrite fine Py-IIa constituée de grains < 0,5 cm, de forme cubique et pentagonale ; et 3) d'un cas isolé de pyrite fine Py-IIb formée exclusivement de grains pentagonaux et de taille inférieure à 0,5 cm. Cette classification des pyrites est en accord avec la paragenèse observée. Les deux premiers types de pyrite appartiennent au premier et deuxième stade de minéralisation. Le troisième type de pyrite est tardif à la précipitation de l'or. Néanmoins, il faut souligner que pour certains échantillons, il a été difficile de différencier les pyrites du premier et du deuxième groupe. Pour le cas de la sphalérite et de la galène, selon la taille des cristaux, deux groupes ont également été définis: grossier (> 0,25 cm) et fin (< 0,25 cm).

Pour les veines de quartz, les échantillons ont été attaqués à l'acide chlorhydrique pour dissoudre les traces de carbonates. Les échantillons de dykes aplitiques ont été nettoyés de leur composants opaques, tels que les chlorites et sulfures. Avec cette approche, on prétend arriver à l'objectif visé qui est de comparer les signatures isotopiques des veines avec celles des dykes aplitiques anté-minéralisations.

L'étude isotopique a nécessité l'envoi d'échantillons en deux groupes distincts et à trois laboratoires différents. Le premier groupe d'échantillons de sulfures et silicates a été envoyé au Laboratoire GG Hatch Isotope de l'Université d'Ottawa (sulfures) et à l'Université Laval à Québec (silicates). Pour le deuxième

groupe, les sulfures ont été envoyés au Laboratoire GG Hatch Isotope. Par contre, pour les silicates, les échantillons de veines et des dykes ont été envoyés à l'Université Queen's en Ontario. Cette approche successive avait pour but de dégager des tendances à partir des premiers résultats et de valider ces tendances par l'ajout d'échantillons dans des secteurs ciblés.

Les analyses du soufre ont été réalisées par la méthode  $\text{SO}_2$ . Les échantillons sont pesés en capsules d'étain avec tungstène (oxyde de vanadium ou de pentoxyde). Ils sont chargés dans un analyseur élémentaire COSTECH à lampe pour être brûlés à  $1800^\circ\text{C}$ , où le gaz est transporté par l'hélium pour être nettoyé et séparé. Le  $\text{SO}_2$  est transporté au spectromètre de masse DeltaPlus de rapport isotopique (ThermoFinnigan, Allemagne) pour l'analyse. La précision d'analyse est de  $\pm 0,2$  pour mille. Les résultats sont reportés en pour mille selon l'étalon international du  $\delta^{34}\text{S}$  ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ) qui est défini sur la troïlite de la météorite Cañon-Diablo (CDT). Pour contrôler la reproductibilité des données, cinq duplicatats ont été envoyés pour les sulfures.

La méthodologie analytique pour les isotopes d'oxygène sur les silicates est décrite sur le site du Laboratoire de géochimie isotopique de l'Université Laval et la même méthode a été utilisée à l'Université Queen's. L'extraction de l'oxygène des silicates est réalisée à une température de  $500^\circ\text{C}$  à  $600^\circ\text{C}$  par réaction avec le pentafluorure de brome qui produit de l'oxygène gazeux. L'oxygène réagit avec une tige de carbone chauffée par conduction en présence d'un catalyseur de

platine pour former du dioxyde de carbone. Le dioxyde de carbone ainsi produit est ensuite analysé par spectrométrie de masse où le ratio  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  est déterminé relativement à celui d'un gaz de référence. Les résultats sont reportés selon la norme pour l'oxygène (SMOW). Enfin, un groupe de 13 échantillons des travaux de [Haeberlin \*et al.\* \(2004\)](#) a été ajouté dans le traitement des données dans le but d'avoir une plus grande population d'analyses et de considérer les résultats existants.

## 5.4 Résultats

Les analyses au micro-XRF des pyrites et des arsénopyrites montrent une composition homogène pour chaque groupe de sulfures sélectionnés pour les analyses isotopiques, outre quelques exceptions. Pour la sphalérite, seuls les échantillons des veines Santa Filomena et Sheyla montrent une variation du Fe, en étant respectivement plus et moins riche que la moyenne. Pour le quartz, une impureté en calcium a été détectée dans les échantillons JCORE1, 152006 et 142094, alors que l'échantillon 152052, qui provient de la veine Sheyla, contient aussi une faible impureté en magnésium. Ces impuretés sont liées respectivement à la présence de calcite et de dolomite.

### 5.4.1 Isotopes de soufre

Les résultats d'analyses de la présente étude pour les isotopes de  $\delta^{34}\text{S}$  sont présentés aux [tableaux 5.1 et 5.2](#). Pour les veines aurifères, le rapport de



$\delta^{34}\text{S}$  montre des valeurs très groupées. La reproductibilité pour les analyses  $\delta^{34}\text{S}$  sur la pyrite a été calculée à  $\pm 0,428\text{‰}$ . Plus spécifiquement, les valeurs  $\delta^{34}\text{S}$  pour la pyrite des veines sont relativement homogènes, se distribuant entre  $+0,77$  et  $+4,4\text{‰}$  ( $n=28$ ), à l'exception d'une valeur anormale de  $+9,66\text{‰}$ . Dans le détail, il est possible de grouper les résultats de  $\delta^{34}\text{S}$  des pyrites en trois catégories : 1) entre  $+1,90$  et  $+4,4\text{‰}$  ( $n=18$ ) ; 2)  $< +1,9\text{‰}$  ( $+0,77$  à  $+1,88\text{‰}$   $n=10$ ) ; et 3)  $> 9\text{‰}$  ( $n=1$ ). En général, ces groupements de valeurs isotopiques sont représentatifs pour chaque type de pyrite identifié au cours de cette étude. Les valeurs entre  $+1,88$  et  $+4,4\text{‰}$  sont dominantes dans les pyrites grossières qui sont présentes aussi bien dans les vecteurs minéralisés que dans les zones pauvres en or. Les pyrites Py-IIa, qui présentent des valeurs inférieures à  $+1,9\text{‰}$ , sont en général à grain fin et associées à des zones riches en or. Le troisième groupe est restreint à un échantillon pris dans une zone riche en or (ORJIM1), et il correspond à des pyrites associées à des veinules de chlorite en microfractures de quartz laiteux. Cette zone particulière se trouve à la bordure sud-ouest d'une faille sécante à pendage modéré, où la veine est encaissée au contact avec des roches intrusives au mur et des enclaves métamorphiques de cornéenne au toit. La minéralisation est constituée de quartz, pyrite, chlorite et or, et l'absence locale des autres sulfures est notable. Cette zone est considérée comme une anomalie locale, méconnue à l'échelle du district. Néanmoins, la relation Au-pyrite est la même, à savoir que la précipitation de l'or est tardive par rapport à la formation de ce groupe de pyrites.

Pour les pyrites dans les aplites, la valeur  $\delta^{34}\text{S}$  obtenue est de +3,8‰ (AT 2675) et celle-ci est légèrement supérieure à la valeur moyenne des pyrites à +2,98‰ du premier groupe (valeurs de +1,88 à +4,4‰). Les pyrites du dyke silicifié et chloritisé de la faille Qorihuarmi ont livré une autre valeur anormale de +12,9‰ qui s'apparente aux pyrites du troisième groupe (> +9‰). Cet échantillon est localisé à 300 m au-dessous du vecteur minéralisé qui lui est situé entre l'intersection de la veine Mercedes (nom donné à la veine Jimena dans ce secteur) avec la faille Qorihuarmi.

Les valeurs  $\delta^{34}\text{S}$  pour la sphalérite varient de +0,6 à +3,53‰ (n=12). Celles de la sphalérite associée à la Py-I s'échellonnent de +3,53 à +0,87‰ (n=5) et les deux valeurs les plus élevées sont enregistrées à la veine Santa Filomena (+3,53‰) et à la veine Sheyla (+2,76‰). La veine Santa Filomena affleure à la bordure occidentale du batholite de Pataz et est encaissée dans les roches métamorphiques (phyllithes et schistes micacés), alors que celle de Sheyla affleure au sommet oriental du batholite et est encaissée dans des andésites. Dans les deux cas, les rapports isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  des sphalérites sont plus élevés que la moyenne des autres sphalérites qui proviennent des veines encaissées dans le batholite. Pour les sphalérites associées aux pyrites Py-IIa obtenues à la veine Karola, elles ont des valeurs de +0,6 et +0,5‰ (n=2).

Pour la galène, à l'exception de la veine Cristina, qui est associée à une enclave de cornéenne, les échantillons proviennent de veines encaissées dans

l'intrusion. Les valeurs  $\delta^{34}\text{S}$  sont négatives et elles varient de -0,32 à -2,04‰ (n=12), avec des valeurs de -0,2 à -1,13‰ (n=4) et de -1,88 à -2,04‰ (n=2) pour les galènes associées aux pyrites Py-I et Py-IIa. Pour l'arsénopyrite les valeurs isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  s'étalent de +0,61 à +2,43‰ (n=6) et la valeur la plus élevée est enregistrée dans la veine Cristina associée à la présence de Py-I.

La chronologie de formation de la sphalérite et de la galène est importante en regard du fractionnement isotopique, qui selon les paires, montre des variations isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  (valeurs d'homogénéisation) entre +1,04 à +3,46‰ CDT. De toute évidence, selon la paragenèse établie précédemment, la formation de la galène est tardive par rapport à la sphalérite, ce qui est cohérent avec la forte plage de variations des valeurs  $\delta^{34}\text{S}$  CDT.

#### 5.4.2 Isotopes d'oxygène

Les valeurs des analyses isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  en ‰ (SMOW) pour les veines et roches (échantillons spéciaux) sont rapportées aux [tableaux 5.4 et 5.5](#) respectivement. À Poderosa-Pataz, les valeurs isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz pour les échantillons (n=21) des filons encaissés dans le batholite tombent dans un intervalle de +12,38 à +16,00‰ ([tableau 5.3](#)). Pour ce groupe de filons, la valeur la plus basse (+12,38‰) provient de la veine Jimena ([tableau 5.3](#)). Celle-ci est différente de toutes les veines encaissées dans l'intrusion de par son faible pendage (<45°).

À l'échelle du district, la valeur la plus faible de  $\delta^{18}\text{O}$  (+10,31‰ : **Tableau 5.3**) est rapportée pour la partie nord occidentale de la zone d'étude. Elle provient du quartz de la veine Santa Filomena (altitude de 1567 m). La valeur, la plus haute (+16,5‰ : **Tableau 5.3 et figure 5.2**) correspond à la veine Nourma (élévation à 4002 m), située dans la zone de Pataz, au sommet sud-est du batholite. Pour la veine Santa Filomena, la roche encaissante métamorphique est d'origine sédimentaire, alors qu'elle est d'origine volcanique pour le filon de Nourma.

Pour avoir une visualisation spatiale de la distribution des rapports isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz des filons, un schéma de section transversale (**figure 5.3**) a été généré. Selon le positionnement des échantillons, il existe une zonalité apparente qui s'exprime par une augmentation des valeurs isotopiques en fonction de l'altitude. Les valeurs les plus élevées se trouvent dans les veines localisées au sommet du batholite. Il faut néanmoins souligner que cette zonalité pourrait être aussi latérale, soit d'ouest vers l'est, puisque la topographie augmente vers l'est.

Les valeurs isotopiques en  $\delta^{18}\text{O}$  pour le quartz des dykes acides ante-minéralisations (n=6) varient de +8,90 à +10,8‰ (**tableau 5.5, figure 5.4**), étant inférieures à celles du quartz des filons aurifères. Une valeur anormale de +12,8‰ (**tableau 5.4**) a été obtenue pour un des échantillons de dyke. Cette valeur est transitionnelle entre celles de la plupart des autres dykes acides et des filons aurifères (**figure 5.4**).

## 5.5 Discussion isotopes de $\delta^{34}\text{S}$

Les isotopes de S en métallogénie sont employés pour interpréter: 1) l'origine de la minéralisation et les paramètres des conditions physico-chimiques pour la formation des minéraux ; 2) les conditions de transport ; et 3) les conditions et les mécanismes de précipitation de l'or. La méthode est basée sur le fractionnement du soufre à partir d'un fluide hydrothermal original. Le fractionnement est contrôlé par les conditions du milieu, telles que : la température, la fugacité de l'oxygène, la disponibilité du soufre, le mélange de fluides, et l'interaction des fluides avec les encaissants. La source du S peut être proposée par comparaison avec des paramètres établis dans la littérature. La température de formation est calculée en utilisant des paires isotopiques entre deux minéraux en équilibre isotopique.

Une autre relation importante est la distribution spatiale des valeurs isotopiques et leur signification métallogénique à l'échelle du district. À cet égard, il faut noter les particularités suivantes : 1) les pyrites dans les veines qui sont logées soit à la bordure de l'intrusion ou soit associées aux zones de contact avec des enclaves, présentent des valeurs plus élevées de  $\delta^{34}\text{S}$  que les pyrites dans les veines encaissées au sein batholite et loin de ces contacts ; et 2) dans le segment nord du district et pour les veines incluses dans l'intrusion, la veine Karola montre des valeurs faibles en  $\delta^{34}\text{S}$  pour la pyrite. Ces relations suggèrent à priori une apparente zonalité qui pourrait donner l'impression que les valeurs isotopiques sont contrôlées par l'influence ou par l'interaction avec l'encaissant. Outre ces

particularités régionales, la relation la plus marquante est celle où les valeurs de  $\delta^{34}\text{S}$  les plus basses sont reliées aux zones enrichies en or. Typiquement, les valeurs élevées de  $\delta^{34}\text{S}$  sont présentes dans les zones moins riches en or, comme à la veine Atahualpa (échantillon 2115). D'un autre côté, la variation isotopique par type de pyrite peut s'expliquer par les trois générations de pyrite distinctes, correspondant à la première Py-I et à la deuxième phase de sulfures Py-IIa et à une génération de pyrite tardive Py-IIb.

Les valeurs isotopiques  $^{34}\text{S}$  de la première et deuxième génération de pyrite dans les filons sont compatibles avec une origine magmatique du soufre. Deux sources sont possibles, à savoir : 1) le soufre pourrait dériver directement d'une chambre magmatique plus profonde ; et 2) le soufre pourrait être le produit du lessivage des roches intrusives encaissantes. Les roches intrusives possèdent un faible pourcentage (< 2%) de pyrite. Par contre, les rapports isotopiques du  $\delta^{34}\text{S}$  des pyrites d'une aplite (AT2675) sont comparables avec la signature isotopique de la pyrite grossière des filons. Dans ce cas, on peut proposer que les pyrites du premier stade de minéralisation aient la même origine que celle des pyrites dans les roches magmatiques (figure 5.5) et par conséquent, que la source du soufre est magmatique. L'interaction entre des fluides sulfurés et la roche est bien démontrée par la formation d'une texture en remplissage d'espaces ouverts, où les sulfures se présentent en couronne autour des fragments de roches englobées dans des veines. Cette texture est d'ailleurs très répandue dans les veines Jimena et Karola. Dans les épontes des veines, les altérations phylliques et propylitiques

renferment également des pyrites, indiquant que les fluides hydrothermaux associés aux altérations hydrothermales sont riches en soufre. Quant aux valeurs très élevées, comme celles de Qorihuarmi et de l'échantillon ORJIM-1, elles peuvent s'expliquer par un rééquilibrage des sulfures par des fluides tardifs. Mais de toute évidence, la minéralisation aurifère, qui elle est reliée à l'accumulation d'or libre, est précocée à la formation de ces pyrites anormales.

Par comparaison avec d'autres gisements filoniens, une relation entre les rapports isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$  négatifs des pyrites et les fortes teneurs en or a été rapportée par [Cameron et Hattori \(1987\)](#) pour le gisement d'Hemlo au Canada, et plus récemment par [Hodkiewicz et al. \(2009\)](#) pour la plupart des gisements aurifères de la province de Yilgarn en Australie. Dans ces conditions, le mécanisme de précipitation de l'or est attribué à des processus d'oxydation, processus qui sont contrôlés par la fugacité d'oxygène. Le fractionnement des isotopes entre les sulfures et les sulfates varie selon 1) la température ; 2) le rapport initial de soufre, qui est contrôlé par sa source ; et 3) le pH et la fugacité de l'oxygène. Théoriquement, l'augmentation de la fugacité de l'oxygène engendre la sursaturation de l'or dans les fluides et ce mécanisme d'oxydation s'exprime par des valeurs négatives de  $\delta^{34}\text{S}$  ([Hodkiewicz et al., 2009](#)).

Pour d'autres gisements, un autre mécanisme est invoqué pour induire la saturation de l'or. Il s'agit du mélange de fluides. Ce mécanisme s'exprime par une grande variation des valeurs isotopiques ([Hodkiewicz et al., 2009](#)). Dans le cas de

la présente étude, dû à l'homogénéité des valeurs isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$ , à l'exception de l'échantillon (ORJIM-1), il est difficile d'invoquer ce mécanisme comme étant prépondérant.

Outre l'oxydation et le mélange des fluides, la composition isotopique des fluides hydrothermaux est aussi contrôlée par la variété et la quantité des minéraux formés en équilibre avec le fluide (Zheng et Hoefs, 1993). À Poderosa-Pataz, la minéralogie est restreinte à un assemblage simple de pyrite, arsénopyrite, sphalérite et galène, suggérant que ce facteur n'est pas prépondérant non plus.

Dans la zone de Jimena (échantillon ORJIM-1) et de la faille Qorihuarmi (échantillon QH7), les valeurs de  $\delta^{34}\text{S}$  sont élevées, autour de +9‰, et elles correspondent à des pyrites tardives. Ces observations sont en accord avec celles de Sakai (1968) et Zheng et Hoefs (1993). Pour Poderosa-Pataz, selon leur modèle, le rapport en  $\delta^{34}\text{S}$  du fluide original devait être autour de +3,5‰. Ainsi, les pyrites formées lors de la première précipitation de sulfures (Py-I) ont le même rapport isotopique que celui du fluide original, ce qui signifie que l'ion sulfure sera progressivement appauvri en  $^{34}\text{S}$ . Avec l'évolution du fluide et lors de la précipitation subséquente de la galène, le  $^{34}\text{S}$  devrait augmenter. Le résultat de cette évolution devrait se refléter par des valeurs élevées de  $\delta^{34}\text{S}$  dans les pyrites tardives. Ce type d'évolution isotopique implique que le fluide est dominé par  $\text{H}_2\text{S}$  et non par l'ion sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), un fait qui pourrait expliquer la rareté des sulfates dans les filons à Poderosa-Pataz. Malgré cette apparente cohérence, il n'est pas



impossible que les valeurs isotopiques puissent changer dans le temps et dans l'espace en raison de variations des conditions redox de l'environnement et du mélange de fluides de sources différentes.

Néanmoins, cet ordre d'enrichissement en  $^{34}\text{S}$  est commun pour les gisements aurifères. Cet ordre constitue une démonstration de l'évolution isotopique d'un même fluide pour précipiter les sulfures avec des valeurs isotopiques plus grandes, selon l'ordre pyrite > sphalérite > galène. La coexistence de la sphalérite avec la galène est très commune dans la plupart des gisements. Cette paire de sulfures permet de calculer une température d'équilibre entre les deux minéraux ([Ohmoto et Rye, 1979](#)).

Le transport de l'or par un complexe formé avec du  $\text{H}_2\text{S}$  est documenté dans le modèle orogénique et dans le modèle de filiation intrusive ([Williams-Jones et al., 2005](#)). De cette association, la source du S peut avoir un lien direct avec la source et les mécanismes de précipitation de l'or. Ainsi, le soufre peut provenir : 1) du métamorphisme des roches encaissantes ([Sangster, 1992](#); [Goldfarb et al., 1997](#)) ; 2) des granulites ou amphibolites profondes ([Kerrick et Fryer, 1979](#); [Phillips et al., 1987](#)) ; 3) du manteau profond ([Perring et al., 1987](#); [Barly et Groves, 1990](#)) ; et 4) du magma ([Burrows et Spooner, 1985](#)). La plage de valeurs restreintes du  $\delta^{34}\text{S}$  suggère une source unique et magmatique. En contrepartie, les gisements orogéniques se caractérisent communément par une plage de valeurs plus étalées ([Hodkiewicz et al., 2009](#)), du moins pour ceux australiens du Yilgarn.

Selon les observations expérimentales de [Smith \*et al.\* \(1977\)](#), [Ohmoto et Rye \(1979\)](#) et [Hubberten \(1980\)](#), il est démontré que la température est le facteur le plus important qui affecte le fractionnement des isotopes. Le concept de fractionnement isotopique à l'intérieur du système PbS, ZnS, et FeS<sub>2</sub> est également discuté par [Li et Lui \(2006\)](#). Les températures des paires isotopiques sphalérite–galène calculées pour cette étude selon l'équation de [Li et Liu \(2006\)](#) sont comprises entre 179 et 570°C ([figure 5.6 et tableau 5.5](#)). En considérant les valeurs isotopiques fournies par [Haeberlin \*et al.\* \(2004\)](#), la moyenne est de 314°C (valeur minimale de 179°C et maximale de 570°C). Les variables qui affectent les calculs de température sont : l'incertitude et le facteur de fractionnement utilisé. À Poderosa-Pataz, en utilisant seulement la variation des analyses des duplicatas, une variation de 41°C est calculée. De plus, avec la formule de [Smith \*et al.\* \(1977\)](#) :

$$\Delta^{34}\text{S}(\text{Py/Gn}) = \Delta^{34}\text{S}(\text{Py/Sph}) + \Delta^{34}\text{S}(\text{Sph/Gn})$$

et le diagramme binaire de la [figure 5.7](#) pour les échantillons qui renferment les valeurs isotopiques pour les trois sulfures communs (pyrite, sphalérite et galène), il est possible de déduire que certaines paires isotopiques ne sont pas en équilibre. C'est le cas de celles qui montrent les températures les plus basses et les plus hautes. Conséquemment, les températures pour la formation des sulfures sont estimées entre 256 et 378°C. Plus spécifiquement, en considérant un fractionnement isotopique idéal selon l'équation de [Li et Lui \(2006\)](#), seuls trois

échantillons ([figure 5.7](#)) rencontrent ces conditions. Sur cette base, la température de formation des sulfures serait autour de 300°C.

La valeur de  $^{34}\text{S}_{\text{sph}} > ^{34}\text{S}_{\text{gn}}$  n'est pas suffisante pour suggérer un équilibre isotopique valable pour le calcul des températures. Pour le cas de Poderosa-Pataz, on peut proposer que la grande variation des températures isotopiques pour la formation des sulfures (sphalérite et galène) est affectée par l'un ou la combinaison de certains facteurs, dont : 1) une chronologie différente entre la sphalérite et la galène ; 2) des impuretés dans les échantillons analysés ; 3) un rééquilibrage à basse température, comme proposé par [Ohmoto et Rye \(1979\)](#) et [Gebre-Mariam \(1994\)](#) ; et 4) que les différentes températures représentent effectivement des profondeurs différentes du système minéralisateur dont le refroidissement s'effectue à partir de la surface. Outre ces possibilités, il faut souligner que la texture minérale semble avoir une influence sur les températures calculées. Ainsi, la température est très élevée dans les veines qui présentent des textures de remplissage d'espaces ouverts. À l'inverse, les températures les plus basses sont associées aux textures de fissure-colmatage. La différence entre les deux textures au niveau des grains de sulfures est manifestée par la taille. Les sphalérites et les galènes qui ont poussé dans des espaces ouverts sont plus grandes comparativement aux mêmes sulfures dans la texture fissure-colmatage. D'autre part, on peut suggérer que pour avoir un excellent fractionnement isotopique dans les sulfures (Chapitre III), la formation de pyrite est nécessaire

jusqu'à l'épuisement du Fe qui entre également dans la sphalérite et ensuite dans la galène.

## 5.6 Discussion isotopes de $^{18}\text{O}$

Les données obtenues et surtout leur distribution spatiale permettent de proposer un mécanisme d'écoulement des fluides hydrothermaux et d'évolution des filons. En interprétant la distribution et les valeurs des rapports isotopiques d'oxygène, il est possible de suggérer un fractionnement contrôlé essentiellement par la température.

À Poderosa-Pataz, les possibilités de canalisation des fluides peuvent être discutées en considérant l'arrangement structural et les variations de signatures isotopiques. Trois possibilités sont envisagées. Premièrement, si les fluides utilisent les failles régionales NNO comme conduit, comme le suggère [Haeberlin et al. \(2004\)](#), il devrait y avoir une variation des signatures isotopiques vers les structures subsidiaires et au niveau vertical. Une deuxième possibilité est que les fluides aient été canalisés le long des failles sécantes NO et E-O à pendage modéré et que, postérieurement, les fluides se distribuent dans les structures NNO à pendage faible à modéré. Dans ce cas, il est possible que la zonalité soit à la fois verticale et latérale. Enfin, si les failles sécantes fonctionnent comme des failles de succion, il devrait y avoir une zonalité différente, manifestée par une partition isotopique vers les failles régionales.

D'après les données d'[Haeberlin et al. \(2004\)](#), les fluides primaires sont générés dans un réservoir métamorphique-intrusif. En considérant la distribution des valeurs obtenues ([figure 5.3](#)), on reconnaît les caractéristiques suivantes : 1) une évolution verticale des fluides ; 2) une faible interrelation, voire nulle entre les fluides primaires et les eaux météoriques ; 3) un fractionnement isotopique influencé principalement par la température et l'interaction fluide/roches encaissantes ; et 4) une interaction particulière des fluides avec les roches métamorphiques en périphérie du batholite qui interfère avec l'évolution « normale des fluides ».

Théoriquement, les fluides magmatiques ont une valeur  $\delta^{18}\text{O}$  qui s'échelonnent de +5,5‰ à +10‰ et les fluides métamorphiques de +3‰ à +26‰ ([Sheppard, 1977](#)). Les roches intrusives encaissantes constituent un volumineux réservoir de  $^{18}\text{O}$  pour la formation des veines. Par exemple, les résultats de bilan de masse ([Oré Sánchez, 2006](#)) pour des roches intrusives fraîches et altérées indiquent la perte de  $\text{SiO}_2$  dans les zones altérées. Ceci pourrait être interprété comme une migration du  $\text{SiO}_2$  de l'encaissant vers les veines.

La composition initiale des fluides profonds pour la formation des veines et des veinules de quartz peut être calculée selon les paramètres suivants : 1) en utilisant la valeur  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  la plus élevée pour les veines profondes (12,38‰) ; 2) une température de 300°C qui est obtenue par le calcul de la température isotopique pour la partition du soufre ; et 3) en utilisant l'équation de [Clayton et al.](#)

(1972) pour la partition isotopique quartz-H<sub>2</sub>O entre 200 à 500°C. La valeur isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  est calculée à  $5\pm 2\text{‰}$ , ce qui est inférieure à la valeur de  $7\pm 2\text{‰}$  proposée par Haeberlin *et al.* (2004). Avec une valeur de  $5\pm 2\text{‰}$ , l'origine des fluides apparaît aussi bien métamorphique que magmatique au sens strict. Au final, on peut suggérer que dans le processus, il existe une légère partition isotopique verticale déterminée essentiellement par la température, avec une contribution négligeable en eaux météoriques et une faible interaction avec la roche encaissante.

## 5.7 Discussion sur la composition et la source du fluide hydrothermal

Selon les données de cette étude les valeurs isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  ne sont pas compatibles avec une source importante d'eau météorique, tel que documenté pour la plupart des gisements mésothermaux. Le fractionnement de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans le système eau-minéral, caractérisé par des valeurs élevées en  $^{18}\text{O}$ , est plutôt compatible avec des fluides primaires magmatiques à métamorphiques.

À titre comparatif, dans le district de Poderosa-Pataz, les valeurs isotopiques des veines comme celle de Mercedes, sont comparables avec celles des dykes aplitiques et des proto-veines. Ces valeurs sont également proches de celles des zones silicifiées des failles transversales. En considérant la variation verticale des valeurs isotopiques selon la position topographique dans le district (figure 5.3), une augmentation des valeurs est clairement perçue de la base vers le sommet. Celle-ci correspond aussi à la transition des stades de pegmatites, à

aplites, à proto-veines et à veines. Ces relations suggèrent une évolution temporelle et verticale de fluides magmatiques, qui en se refroidissant, forment des quartz avec des signatures isotopiques de plus en plus élevées.

D'autre part, les études isotopiques régionales sont rares pour contraster les résultats. Néanmoins, les variations documentées ici sont différentes de celles publiées par [Beaudoin et Pitre \(2005\)](#) pour le champ filonien aurifère de Val-d'Or (Sous-province archéenne d'Abitibi, Canada). Dans le cas de Val-d'Or, les rapports isotopiques  $^{18}\text{O}$  diminuent en s'éloignant de la faille de Cadillac qui est considérée comme la faille régionale. À l'inverse, à Poderosa-Pataz, les rapports isotopiques augmentent en s'éloignant de la faille régionale, soit du linéament de Marañón. Donc, pour ces deux champs filoniens l'évolution des fluides et le rôle des failles majeures sont probablement différents. À Val-d'Or, il est interprété que la migration des fluides s'est faite vers la faille régionale qui a agi comme un drain. À Poderosa-Pataz, la migration des fluides pourrait être l'inverse, soit alimentée par la faille régionale vers les structures subsidiaires. De la sorte, la zonalité verticale correspond aussi à une zonalité par rapport à la source profonde du fluide minéralisateur. En conséquence, sur la base des valeurs isotopiques, il devient alors possible d'interpréter la profondeur de formation relative des veines. Ainsi les veines Jimena et Chosa Vieja seraient respectivement la veine la plus profonde et la plus superficielle du district.

Selon [Haeberlin et al. \(2004\)](#) le fluide hydrothermal initial a une composition calculée  $^{18}\text{O}$  de  $7\pm 2\text{‰}$  ( $5\pm 2\text{‰}$  dans cette étude), qu'ils interprètent comme un fluide de source magmatique à l'origine. Ainsi, la plage des variations isotopiques entre  $+11$  et  $+16\text{‰}$  suggère que le mélange de fluides est minimal, et que le fractionnement isotopique est essentiellement contrôlée par la température. En considérant le fractionnement isotopique entre le fluide et le quartz pour le district de Poderosa-Pataz ([figure 5.8](#)), la température globale de formation pour les veines aux niveaux étudiés varie de  $300$  à  $375^{\circ}\text{C}$ . Spatialement ces températures varient selon les différentes portions du district. En se dirigeant du nord vers le sud, la température s'étale de  $300$  à  $325^{\circ}\text{C}$  pour la section 1. Pour la section 2, la température varie de  $260$  à  $340^{\circ}\text{C}$  et pour les sections 3 et 4, elle varie de  $270$  à  $360^{\circ}\text{C}$ .

Plus localement, la faible valeur  $^{18}\text{O}$  à la veine Santa Filomena, encaissée dans les roches métasédimentaires, peut s'expliquer par une interaction du même fluide primaire, soit celui à l'origine des filons dans le batholite, avec des eaux métamorphiques ou météoritiques. Une explication plus simple est que la minéralisation à la veine Santa Filomena serait reliée au même processus de minéralisation, mais avec des différences locales, qui s'expriment par la minéralogie, la texture et la direction des structures, différences expliquées par la nature et la composition de la roche encaissante.



Pour le  $\delta^{34}\text{S}$ , les rapports isotopiques des veines sont similaires à ceux livrées par les aplites. Sur cette base il est logique de proposer que le soufre est de nature magmatique. Toutefois un apport de soufre métamorphique, dérivé du lessivage des sulfures magmatiques, ne peut être exclu, surtout pour les veines logées dans les roches métamorphiques ou dans leur proximité.

## 5.8 Conclusion

En ce qui concerne la source du soufre, selon les observations et les rapports isotopiques, la source magmatique est privilégiée. Le soufre est soit le produit tardif de l'évolution du magmatisme, soit dérivée du lessivage de l'encaissant intrusif. Les variations isotopiques observées sont dues en premier lieu, à l'influence du magmatisme, et en second lieu à la recirculation des fluides qui interagissent avec l'encaissant. À cet égard, il a été démontré que les fragments de roches englobés dans les veines transforment les conditions physico-chimiques lors de la formation des veines.

La présence de rapports isotopiques de  $^{34}\text{S} < 2\text{‰}$  dans les pyrites fines, pourrait être considérée comme une modification du rapport isotopique initial. Ceci est expliqué par le fait que ces pyrites sont le produit de la déformation de la pyrite primaire, et qu'elles sont affectées par des événements hydrothermaux tardifs. Donc, l'évolution de ces pyrites explique le fait que celles à grain fin sont plus riches en or que celles à grain grossier. La distribution spatiale des pyrites grossières et fines confirme cette interprétation, puisque les pyrites grossières se

retrouvent dans la bordure des vecteurs minéralisés alors que la pyrite fine est abondante au centre.

Les rapports isotopiques de  $^{18}\text{O}$  permettent de proposer que le fluide est vraisemblablement d'origine magmatique avec une composition initiale de  $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$   $5 \pm 2$  ‰, sans pour autant être totalement discriminant. De plus, sur la base de la variation cohérente des valeurs  $^{18}\text{O}$ , il est possible de proposer une évolution du système hydrothermal. Il se traduit par le fait que la bordure orientale du district représente les niveaux les plus sommitaux du système hydrothermal alors que la zone occidentale est une zone plus profonde. Globalement, la température de formation des veines de quartz est de 260 à 375°C. En considérant la continuité des veines en profondeur, cette température pourrait être plus élevée pour les veines profondes. Pour la phase de sulfures la température est centrée autour de 300°C.

D'autres caractéristiques isotopiques suggèrent des différences zonales à l'échelle du district.

1. La galène présente les rapports isotopiques les plus bas (négatifs) et les valeurs les plus basses se retrouvent dans la zone nord du district.
2. Les valeurs isotopiques de  $\delta^{34}\text{S}$  de la sphalérite, qui sont supérieures à celles de la galène, suggèrent une homogénéisation à partir du  $\text{H}_2\text{S}$  des fluides qui forment la minéralisation.

3. La température isotopique des paires galène-sphalérite, calculée pour la deuxième phase de la formation de sulfures, montre deux plages, soit  $> 368^{\circ}\text{C}$  pour les sulfures massifs à grossiers et  $< 368^{\circ}\text{C}$  pour les sulfures associés au remplissage des fractures, ce qui est commun pour les gisements formés dans la mésozone.
4. Les signatures isotopiques peuvent être utilisées comme outil d'exploration. Les valeurs isotopiques des pyrites sont plus basses dans les zones de minéralisation économique en or. Si l'on comprend bien le mécanisme de précipitation de la minéralisation aurifère, les valeurs basses de  $^{34}\text{S}$  dans la pyrite sont induites par l'apport de nouveaux fluides hydrothermaux ou par la recristallisation de la pyrite.
5. Les valeurs isotopiques du soufre suggèrent que les fluides primaires sont neutres et évoluent vers des fluides tardifs de type réducteur. Cette interprétation est supportée par la formation tardive de pyrrhotite (Chapitre III).
6. En considérant les valeurs isotopiques, il est possible de suggérer une deuxième génération de pyrite qui est distincte et très locale, probablement d'origine métamorphique ou qui représente le produit final de la partition isotopique du système initial.
7. Il existe une zonalité verticale dans les rapports isotopiques de  $^{18}\text{O}$ , donnant l'impression d'avoir une zonalité latérale, due à la verticalité du soulèvement vers l'est.

**Tableau 5.1. Valeurs  $\delta^{34}S$  en ‰ des différents sulfures du district de Poderosa-Pataz.**

Échantillon	Veine	Py	Sph	Gn	Apy	Po	Observations
2017	Jimena	+2,80 +3,10					Py-I
2115	Atahualpa	+3,20 +3,20	+1,20	-0,20			Py-I
145002	Glorita	+1,95			+1,97		Py-I, Py-IIa
145003	Glorita	+1,97					Py-I, Py-IIa
145005	Sta. Rosa	+2,68					Py-I
152006	San Pedro	+2,90	+1,48	-1,13			Py-I
152008	San Pedro	+2,96	+2,60	-0,86			Py-I
152013	San Lorenzo	+3,15 +4,40					Py-I
152018	Cristina	+3,02		-0,61	+2,43		Py-I
152033	Maria Rosa	+3,15	+0,87				Py-I
152034	Maria Rosa	+0,95			0,61		Py-IIa
152052	Sheyla	+3,65	+2,76				Py-I, Py-IIa
152057	Jugadoras	+1,52					Py-I
152060	Karola	+1,04			0,77		Py-IIa
152068	Karola	+1,76					Py-I, Py-IIa
152071	Karola	+1,58	+0,60	-2,04			Py-IIa
152072	Karola	+1,70			+1,10		Py-IIa
152074	Karola	+1,24			+1,28		Py-IIa
152081	Karola	+1,50	+0,56	-1,88			Py-IIa
152094	Sta. Filomena	+3,60	+3,53			+3,45	Py-Ia
156033	Nourma	+1,88					Py-I
CKO309	Karola	+2,60					Py-I, Py-IIa
EC1-13	Consuelo	+2,50	+1,55	-0,90			Py-I, Py-IIa

EC4-07	Consuelo	+2,07		-1,14	Py-I, Py-IIa
EC4-09	Consuelo	+2,42	+0,72	-0,32	Py-I, Py-IIa
EC6-04	Consuelo	+2,66	+1,67	-0,08	Py-I, Py-IIa
		+2,53	+1,84	-0,57	
JCORE1	Jimena	+0,77			Py-IIa
JCORE2	Jimena	+1,90			Py-IIa
OR-JIM1	Jimena	+9,44			Py-IIb
		+9,90			
OR-JIM2	Jimena		+1,79	-1,55	

*Observations : types de pyrite classés selon leur taille et chronologie (Chapitre III). La Py-I comprend Py-Ia et Py-Ib.*

**Tableau 5.2. Valeurs  $\delta^{34}S_{py}$  en ‰ pour les roches.**

Échantillon	Roche	Py	Observations
AT2675	Dyke aplitique	+3,80	Au mur de la veine Atahualpa
QHPY	Dyke silicifié a faille Qorihuarmi	+12,90	Zone chloritisé

**Tableau 5.3. Valeurs  $\delta^{18}O_{SMOW}$  en ‰ du quartz extrait de différentes veines du district aurifère de Poderosa-Pataz.**

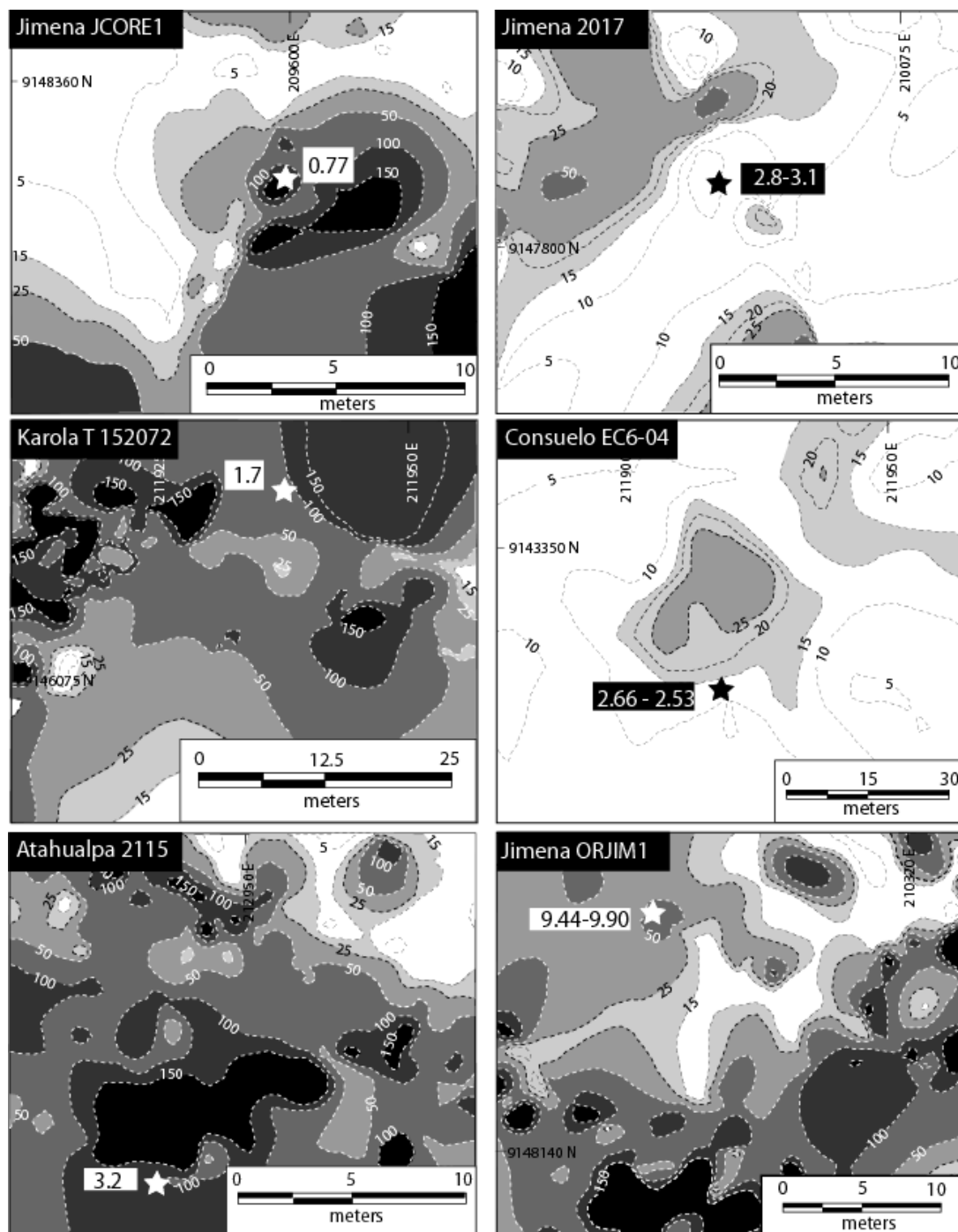
Échantillon	Veine	Altitude (m)	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Encaissant
145002	Glorita	2414	+14,71 +14,60	Granodiorite
145005	Santa Rosa	2367	+13,23	Monzogranite/granodiorite
152018	Cristina	2343	+15,37	Granodiorite/Cornéenne
152033	Maria Rosa	2511	+12,79	Granodiorite/diorite
152038	Irma	2512	+14,58	Cornéenne
152052	Sheyla	3070	+14,35	Meta-andesite
152057	Jugadoras	2423	+14,42	Granodiorite
152060	Karola T	1777	+13,75	Monzogranite/granodiorite
152074	Karola T	1659	+13,51	Monzogranite/granodiorite
152082	Karola T	1493	+13,60	Monzogranite/granodiorite
152094	Santa Filomena	1568	+10,31	Meta-basalte
156033	Nourma	4002	+16,50 +16,53	Meta-volcanique (andesite?)
EC1-13	Consuelo	2449	+13,42	Diorite/hornblendite
EC4-09	Consuelo	2539	+15,87	Diorite
EC6-04	Consuelo	2478	+13,44	Diorite
JCORE-1	Jimena	1805	+12,38 +14,36 +12,50	Granodiorite
JCORE-1a	Jimena	1805	+12,80	Granodiorite
ORJIM1	Jimena	1921	+13,18	Monzogranite/granodiorite/enclave
ORJIM2	Jimena	1892	+13,64	Monzogranite/granodiorite

152006	San Pedro	3402	+13,60	Granodiorite
152009	San Pedro	3648	+14,50	Granodiorite
152015	San Lorenzo	3771	+15,40	Granodiorite
152042	Chosa Vieja	3076	+16,00	Granodiorite
AT2475	Atahualpa	2470	+14,50	Diorite/granodiorite
AT006	Atahualpa	2743	+14,80	Diorite/granodiorite

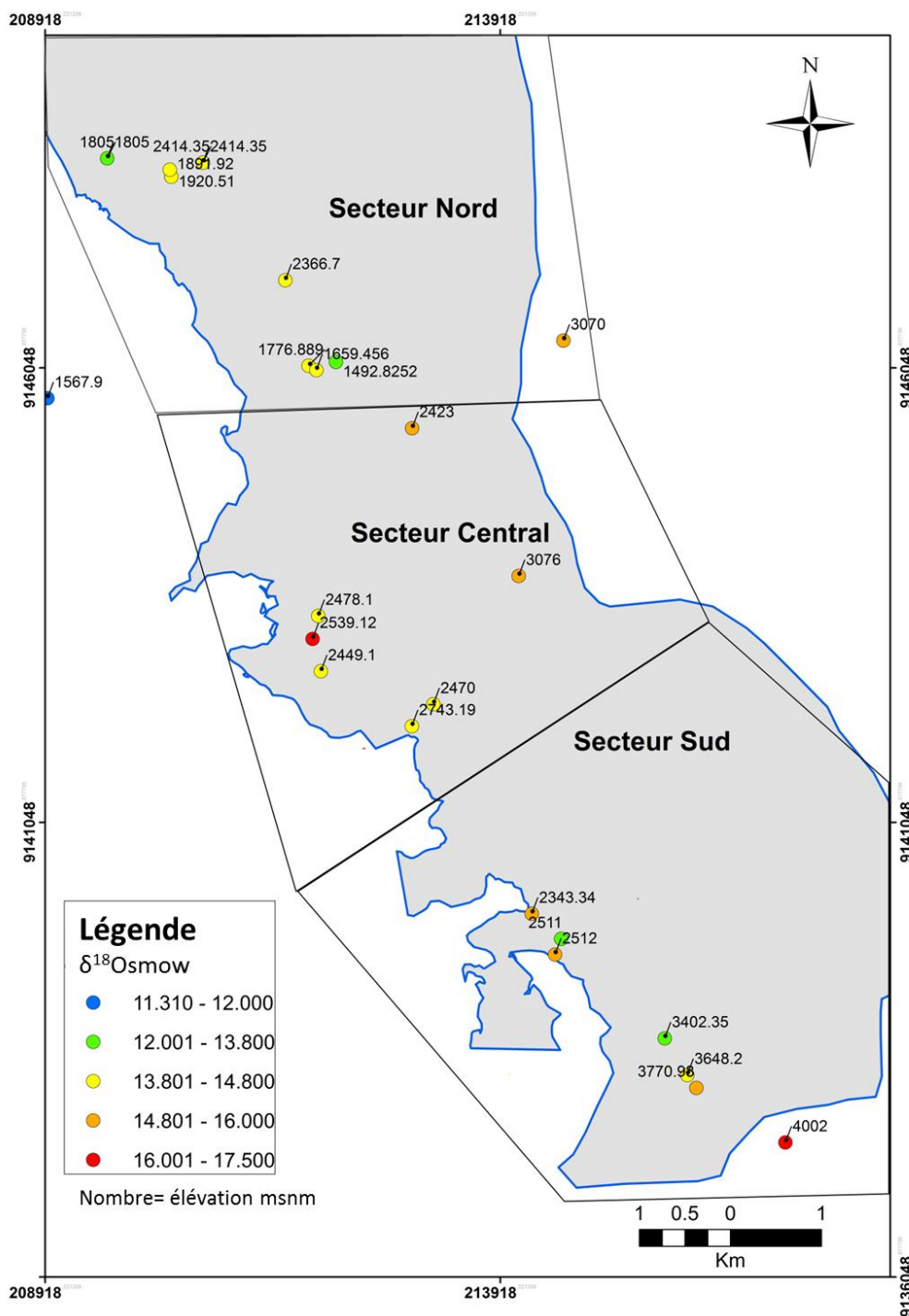
**Tableau 5.4. Valeurs  $\delta^{18}O_{SMOW}$  en ‰ (quartz) de différents dykes dans le district aurifère de Poderosa-Pataz.**

Échantillon	Zone	Altitude (m)	$\delta^{18}O_{SMOW}$	Observation
138256	Glorita	2817	+12,80	Veine-Dyke
138260	Santa Rosa	2420	+8,90	Qz (Pegmatite)
AT001	Atahualpa	2675	+10,70	Dyke d'aplite
CH010	Choloque	1650	+10,50	Dyke silicifié (faille)
PE011	Pencas	1800	+9,90	Dyke d'aplite
PE012	Pencas	1800	+10,10	Dyke d'aplite silicifié
QH007	Jimena	1660	+10,80	Dyke silicifié (faille-Corihuarmi)

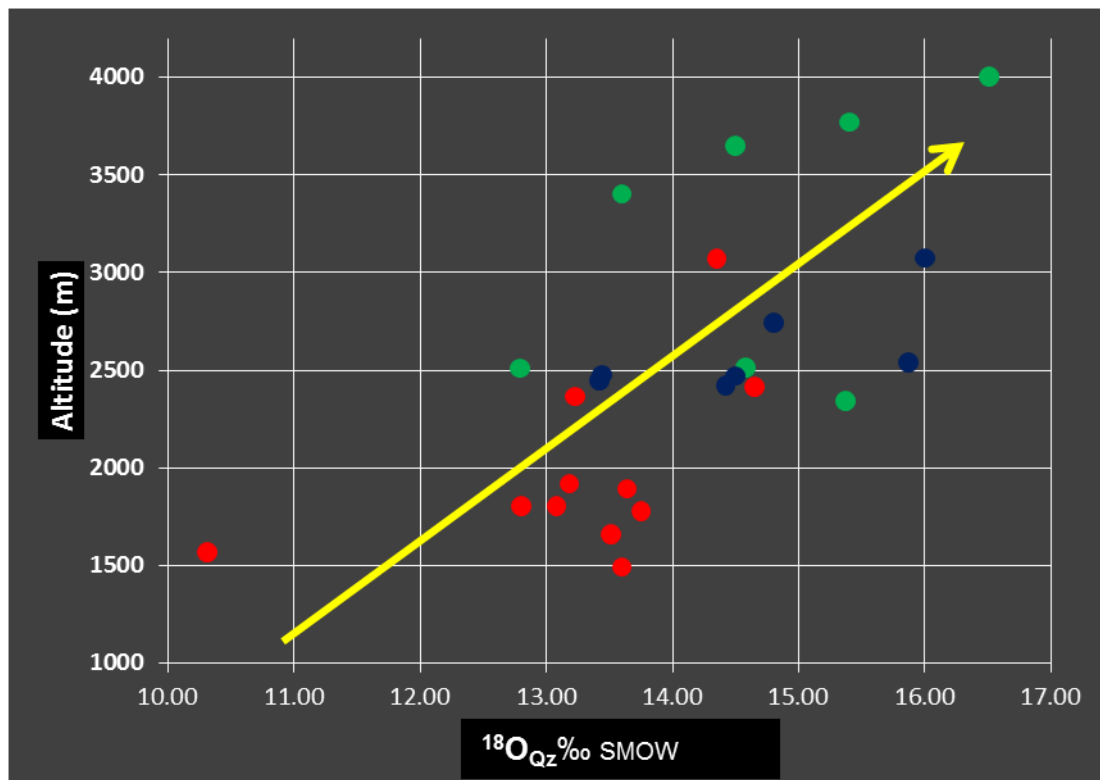




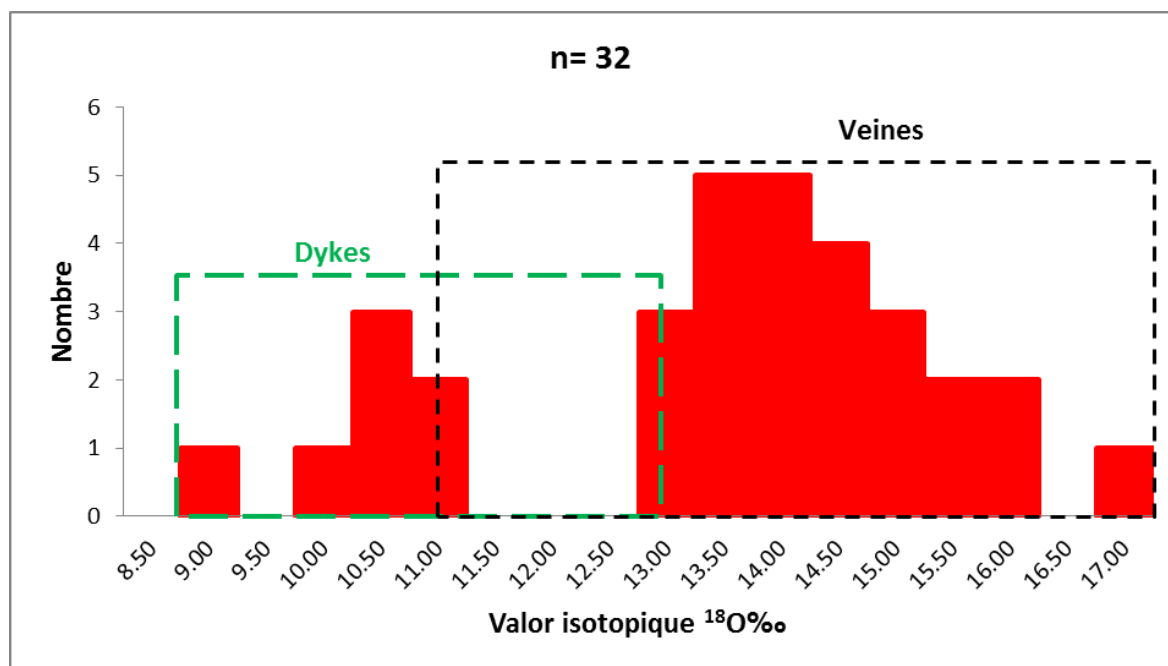
**Figure 5. 1.** Relation  $\delta^{34}S_{py}$  (étoile, valeur en ‰) et contenu métallique en or (iso-teneurs Au ppm vue en plan horizontal). Sélection de cas basés sur la disponibilité des teneurs aurifères (Société Minière Poderosa S.A.).



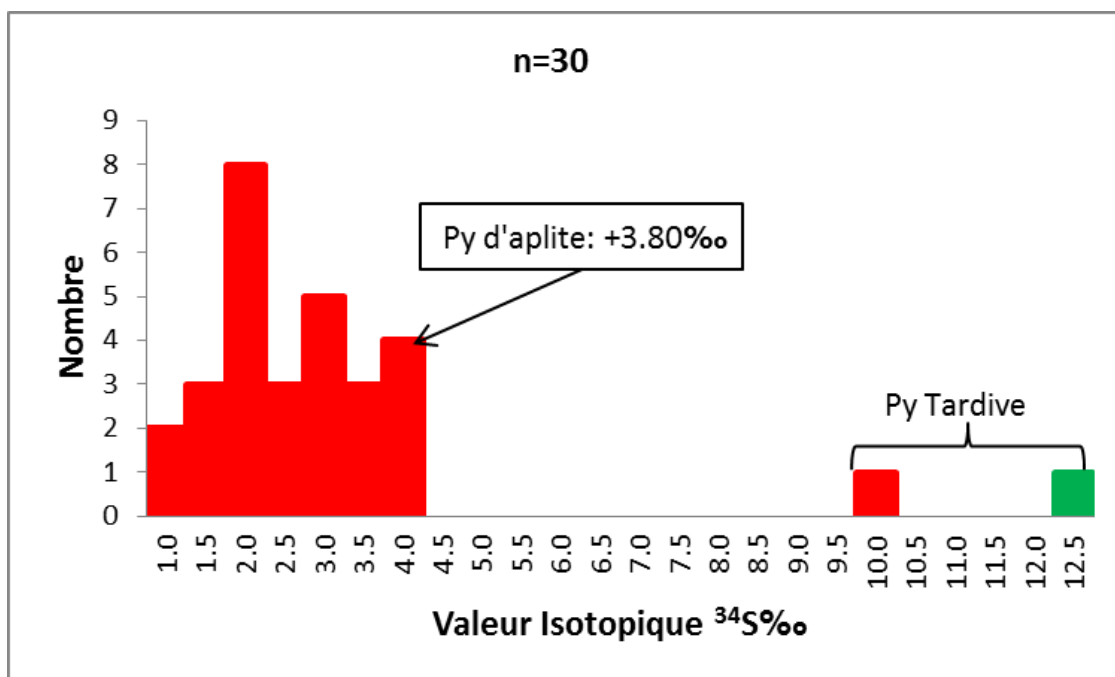
**Figure 5. 2. Distribution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  sur la zone d'étude avec l'élévation (m) des échantillons. Pour une meilleure visualisation et description, la carte a été divisée en trois secteurs.**



**Figure 5. 3. Schéma de la zonalité verticale en  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  selon la position actuelle des veines. Notez l'augmentation des valeurs avec l'altitude (n=25) indiquée par la flèche jaune. Échantillons : en rouge = secteur nord, en bleu = secteur central et en vert = secteur sud.**



**Figure 5. 4.** Distribution des valeurs  $^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$  ‰ SMOW du quartz provenant des dykes et des veines à Poderosa-Pataz.



**Figure 5. 5.** Distribution des valeurs  $^{34}\text{S}_{\text{py}} \text{‰}$  CDT à Poderosa-Pataz. En rouge pour les veines et en vert pour un dyke tardif. Notez la valeur de la pyrite du dyke d'aplite qui est similaire à celle des veines.

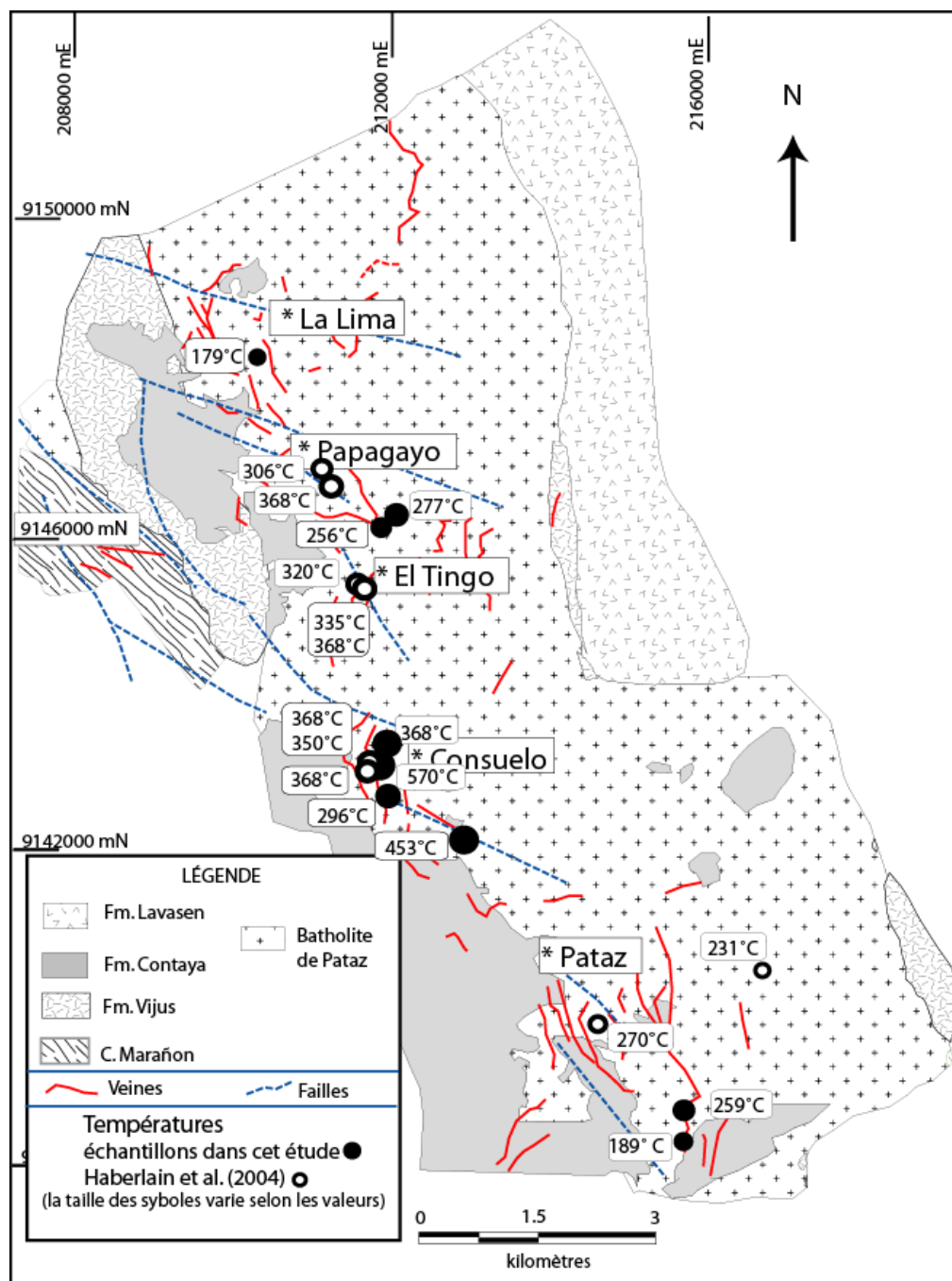
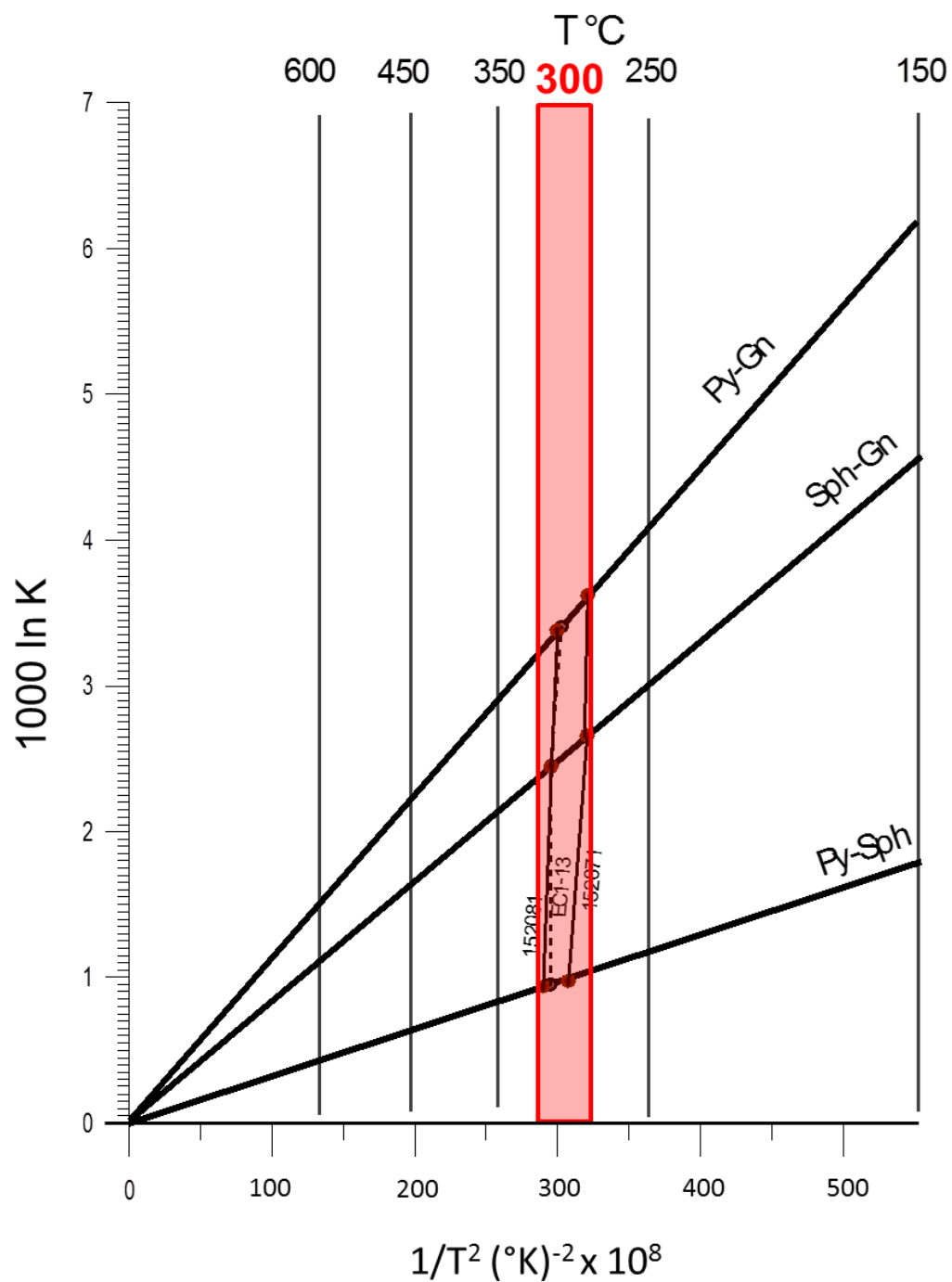
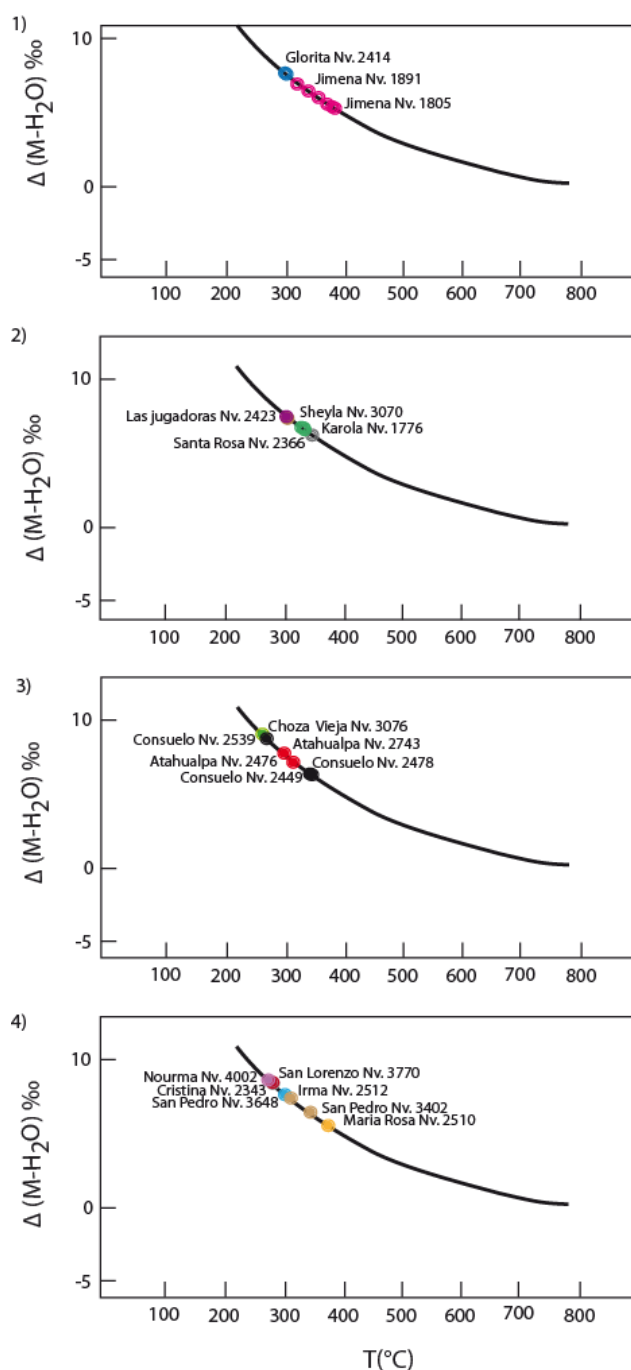


Figure 5. 6. Carte de la distribution des températures (paires isotopiques Gn-Sph) calculées selon l'équation de Li et Liu (2006).



**Figure 5. 7. Estimation des températures considérant un fractionnement isotopique idéal. La figure exprime une excellente partition à 300°C pour les 3 échantillons représentés.**



**Figure 5. 8. Schéma modifié d'après O'Neil (1986) pour montrer la partition isotopique du  $^{18}\text{O}$  en fonction de la température. La position verticale (élévation) des veines échantillonnées dans le district Poderosa-Pataz est donnée pour supporter le lien entre l'élévation et la température. Les axes des sections sont d'orientation O-E et disposés du nord vers le sud.**



## **CHAPITRE VI**

### **NATURE DES FLUIDES DANS LES VEINES DU DISTRICT AURIFÈRE**

#### **PODEROSA-PATAZ**

##### **Introduction**

Le long de la Cordillère hercynienne de l'Amérique du Sud, certains gisements aurifères sont associés aux roches métamorphiques et magmatiques d'âge variant du Précambrien au Carbonifère. Le district aurifère de Poderosa-Pataz est spécifiquement localisé dans ce corridor hercynien. Il est encaissé dans le batholite de Pataz qui est de composition dioritique à granodioritique, d'affinité calco-alcaline et d'âge mississippien. Le district de Poderosa-Pataz a été l'objet de plusieurs études en raison du fait que les veines aurifères sont encaissées dans le batholite. Conséquemment, le débat sur l'origine de la minéralisation reste confiné à deux modèles, soit du type filonien orogénique et associé à la dévolatilisation métamorphique, ou du type filiation intrusive.

Les gisements aurifères mésothermaux de type filonien sont caractérisés par une succession d'événements enregistrés dans les textures et les

assemblages minéraux. La paragenèse minérale à Poderosa-Pataz, comme pour la plupart des minéralisations de ce type, implique plusieurs pulses hydrothermaux et des réajustements physico-chimiques lors de la formation des veines, phénomènes qui s'expriment par la microfracturation et la recristallisation des minéraux.

Le piégeage des inclusions fluides est contrôlé par la microfracturation et les défauts minéralogiques. Conséquemment, la caractérisation des inclusions fluides permet en outre de préciser les conditions physico-chimiques des fluides, de quantifier la température et indirectement la pression. De plus, en déterminant la composition et la relation temporelle des inclusions, il est possible de reconstruire l'évolution des systèmes hydrothermaux (p.ex. [Wilkinson, 2001](#)).

## **6.1 État des connaissances sur les inclusions fluides et les gisements aurifères**

Une revue de l'état des connaissances sur les inclusions fluides est nécessaire à ce stade pour justifier l'approche utilisée ci-dessous. Cette revue vise à présenter certaines caractéristiques des fluides et leur interprétation en regard des processus de formation des gisements aurifères d'affiliation intrusive et orogénique.

Les travaux de [Baker et al. \(2006\)](#) proposent que la genèse des minéralisations filoniennes au Yukon soit liée à des fluides magmatiques et de

nature réductrice. Les éléments qui supportent cette proposition sont les suivants : 1) la nature réductrice de l'encaissant intrusif ; 2) l'assemblage des sulfures est réducteur ; 3) le méthane ( $\text{CH}_4$ ) est commun dans les inclusions fluides ; et 4) le  $\text{H}_2\text{S}$  est détectée dans les inclusions par la spectrométrie Raman. Également, la nature réductrice des zones mineralisées peut être déterminée par le faible rapport de Mn/Fe dans les chlorites, telle que documentée aux gisements Pogo et Emerald Lake, où ce rapport est  $<0,24$ .

Par opposition, les inclusions fluides des gisements orogéniques de l'Australie et du Canada sont constituées essentiellement de  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4$  et ils sont de faible salinité (Polito *et al.*, 2001). Les travaux de Gaboury (2013), sur des gisements orogéniques distribués sur une plage de temps géologique de 2800 Ma à 100 Ma, révèlent que les fluides métamorphiques sont essentiellement aqua-carboniques avec des concentrations variables en  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$  et  $\text{H}_2$  principalement. Les principales sources du méthane dans les fluides hydrothermaux selon Welham (1988) sont :

- a) la dégradation thermique des complexes hydrocarbures ;
- b) la production biologique ;
- c) le dégazage de  $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$  du manteau ; et
- d) le méthane inorganique produit par des réactions de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  et/ou  $\text{CH}_4$ .

Plusieurs études (Jia *et al.*, 2000; Mikucki, 1998; Gaboury, 2013) considèrent que les fluides peuvent évoluer de fluides initiaux riches en  $\text{CO}_2$  vers

des fluides riches en  $\text{CH}_4$  par des processus de réduction. Ainsi, cette évolution est contrôlée par divers aspects, comme par exemple: 1) par la fugacité de l'oxygène ; 2) par le mélange de fluides ; 3) par le rééquilibrage ; et 4) par l'interaction avec la roche encaissante. Pour ce dernier point, il est également proposé par [Groves et al. \(2003\)](#) que le  $\text{CH}_4$  dérive de la circulation de fluides métamorphiques lors de la déshydratation des roches qui enveloppent une intrusion.

La séparation des phases  $\text{H}_2\text{O}$  -  $\text{CO}_2$  est souvent proposée comme l'une des causes qui induit la précipitation de l'or à des températures mésothermales, soit entre 200-350°C ([Peters, 1993](#)). Cette séparation de phases résulte communément de la dépressurisation répétitive des fluides ([Binu-Lal et al., 2003](#)). Pour les gisements épithermaux, la séparation des phases, liée à l'ébullition des fluides, induit une zonalité verticale lorsque les fluides pressurisés atteignent le niveau de la croûte où règne la pression hydrostatique ([André-Mayer et al., 2002](#)).

Pour les gisements orogéniques, la séparation de phase fait référence à l'immiscibilité. Le principe d'immiscibilité de fluides est défini par la séparation d'un fluide en ses constituants ([Roedder, 1984](#)). Ainsi, à haute température et haute pression, le  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  sont mélangés en une seule phase ([Diamond, 2001](#)). L'immiscibilité est induite quand le  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  deviennent des phases séparées lors d'un abaissement de la température et/ou de la pression ([Diamond, 2001](#)). Ces phases séparées sont alors piégées en même temps et sous des conditions similaires de température et de pression. La coexistence d'inclusions fluides à  $\text{CO}_2$

avec celles aqueuses est la manifestation d'une séparation de phase. Cette caractéristique est très commune dans les gisements mésothermaux (p.ex. [Lawrence et al., 2013](#); [Coulibaly et al., 2008](#); [Yao et al., 2001](#); [Boer et al., 1995](#)). En effet, la séparation de phase induit la précipitation de l'or, car l'extraction du CO<sub>2</sub> du fluide a pour conséquence de changer le pH et ainsi diminuer la solubilité de l'or (p.ex. [Barrie et Touret, 1999](#)). De plus, la séparation de phase a tendance à fractionner le H<sub>2</sub>S en phase vapeur, diminuant ainsi l'activité du ligand pour l'or (HS<sup>-</sup>) dans la phase aqueuse ([Williams-Jones et al., 2009](#)).

## **6.2 État des connaissances sur les inclusions fluides dans le district de Poderosa-Pataz**

Dans le district Poderosa-Pataz, les inclusions fluides ont été étudiées par [Haeberlin \(2002\)](#) et [Schreiber et al. \(1990\)](#) et les deux études ont conclu que les fluides sont aqueux et riches en NaCl et KCl. Dans les deux premières phases de la minéralisation, la salinité des fluides varie de basse à modérée (<20 Equi. % Poids). De plus, [Schreiber et al. \(1990\)](#) pour la zone de Parcoy, rapportent qu'un échantillon a livré un pourcentage élevé de salinité de 37 à 38 Equi. % Poids de NaCl. La salinité élevée n'est pas une caractéristique typique des gisements mésothermaux du modèle orogénique ni du modèle de filiation intrusive, à l'exception de quelques cas rapportés dans la ceinture aurifère d'Alaska et du Yukon ([Baker et al., 2006](#)). Par contre, cette caractéristique est typique pour les

gisements porphyriques et épithermaux ainsi que pour les gisements à W-Sn d'origine magmatique (Wilkinson, 2001).

À Poderosa-Pataz, l'étude de la paragenèse minérale a permis de déterminer que la précipitation de l'or se produit principalement à la fin de la deuxième phase de sulfures, une phase formée de pyrite, galène et sphalérite grossière. Conséquemment, l'étude des inclusions fluides a été concentrée sur cette phase de formation des sulfures, car elle est la plus représentative de l'événement aurifère. Sur la base des études précédentes, et des nouvelles données, la composition des fluides impliqués dans le transport de l'or et sa distribution spatiale à l'échelle du district ont été étudiées.

### 6.3 Méthodologie

Les études sur les inclusions fluides ont porté sur deux aspects : 1) une première caractérisation des fluides à l'échelle du district de Poderosa-Pataz (figure 6.1) ; et 2) une caractérisation plus spécifique sur des zones ciblées et détaillées que sont les vecteurs minéralisés. Spécifiquement, les analyses des inclusions fluides ont porté sur des échantillons de quartz de la première génération qui se trouvent associés aux sulfures et à la présence d'or. Des observations et mesures complémentaires ont été effectuées dans la sphalérite et les carbonates.

En termes d'étapes, des observations pétrographiques dans des lames épaisses et polies sur les deux faces (100  $\mu\text{m}$ ) ont été réalisées pour déterminer les phases et la distribution des inclusions fluides. En deuxième lieu, des mesures ont été réalisées sur des inclusions sélectionnées en utilisant la microthermométrie et la spectrométrie au Raman. Enfin, des analyses des volatiles par spectrométrie de masse ont été réalisées au LAMEQ sur certains échantillons. Ces différentes techniques sont détaillées ci-dessous.

Les observations pétrographiques au microscope ont permis de proposer une typologie préliminaire des inclusions fluides en fonction des formes, de la taille, de la couleur et des proportions relatives de phases. Les relations de recoupement, de traînées et d'associations minérales ont permis d'établir la chronologie relative entre les inclusions fluides et certaines phases métalliques.

Pour la microthermométrie, la méthode se base sur l'observation du changement de phases en fonction de la température. L'étude a été réalisée avec un microscope de type Chaix-Meca et une platine Linkham TMS 94 au CREGU-UMR G2R de l'Université Henri Pointcare (UHP) à Nancy. Pour les caractéristiques de l'analyse, les inclusions ont été refroidies (cryogénisées) jusqu'à  $-130^{\circ}\text{C}$ , et chauffées par plateaux de 150, 280, 350, et  $400^{\circ}\text{C}$  (quelques inclusions). Le refroidissement est induit par la circulation d'azote liquide et le réchauffement est induit par une résistance électrique. La vitesse de réfrigération et de réchauffement est contrôlée par le logiciel *LinKSiss*. Les contrôles de la

reproductibilité et de la précision des mesures sont réalisés par la répétition de mesures. La correction et la calibration des températures froides sont réalisées sur deux types d'inclusions standards : 1) sur le CO<sub>2</sub> pur (Campeiro, Alpes Occidentales) où le point triple est déterminé à -56,6°C ; et 2) sur la fusion de la glace fluide solide à -0,4°C. La calibration à haute température est contrôlée par la fusion de solides spécifiques. Pour le chauffage des inclusions, la disparition des bulles de gaz est considérée comme la manifestation de la température d'homogénéisation ( $T_h$ ) des inclusions (Diamond, 2003). La température d'homogénéisation correspond à la température minimale de piégeage des fluides hydrothermaux. Les résultats microthermométriques sont présentés sur la forme d'histogrammes, avec pour but de déterminer des modes pour chaque population d'inclusions fluides observées préalablement.

Les analyses individuelles d'inclusions ciblées ont été réalisées en utilisant un spectromètre Raman DILOR-LABRAM couplé à un laser à argon ionisé à 514 nm, au CREGU-UMR G2R Nancy en France, selon la méthode de Dubessy *et al.* (1989). La combinaison des résultats Raman et thermométriques permet de déterminer la composition en volatiles et les températures d'homogénéisation et de fusion de la glace (salinité), alors que la pression des fluides est conséquemment calculée.

Le spectromètre de masse à sonde solide (Gaboury *et al.*, 2008) est un appareillage unique au LAMEQ (UQAC). Il permet de déterminer la composition en



volatiles, non pas d'une, mais de familles d'inclusions fluides par spectrométrie de masse des gaz. L'appareil génère un spectre de composition des fluides ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ , Ar,  $\text{H}_2$ , He) en fonction de la température de décrépitation (100-525°C). Cette technique offre donc une capacité unique pour étudier la composition en gaz des inclusions fluides et pour tenter de déterminer le rôle génétique ou non de certains gaz dissouts.

À des fins de validation, la température des inclusions a été comparée avec la géothermométrie obtenue sur la composition des chlorites selon la méthode de [Cathelineau \(1988\)](#) et de [Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#). Dans les deux lames sélectionnées, les analyses ponctuelles à la Microsonde Ionique (MSI) ont été réalisées sur la chlorite qui coexiste avec l'or. Sur la base de la formule stoechiométrique de la chlorite à 28 oxygènes, les résultats obtenus ont été recalculés, et la température est estimée en considérant la substitution de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  sur la Si dans les systèmes tétraédriques. La lecture au MSI est de 10 comptes par seconde, la calibration est faite sur des étalons synthétiques et la précision est établie à 0,01%.

#### **6.4 Pétrographie et typologie des inclusions fluides**

En accord avec les observations des textures des veines du district de Poderosa-Pataz, trois phases (P1, P2 et P3) de minéralisation ont été bien définies. Les inclusions fluides pour chacune de ces phases ont été caractérisées

et étudiés par [Haeberlin \(2002\)](#) et par [Schreiber et al. \(1990\)](#). Cette nomenclature est utilisée ci-dessous pour être consistant avec les travaux précédents.

Le quartz dans les filons au gisement de Poderosa montre les évidences de plusieurs épisodes de fracturation et de remplissage ([figure 6.2](#)). Les inclusions fluides primaires en général suivent les zones de croissance du quartz alors que quelques-unes sont isolées et distribuées de façon irrégulière. Il y a un groupe d'inclusions qui est difficile à différencier des inclusions fluides secondaires, car ce groupe définit également des traînées et se retrouve aussi disséminé sous la forme d'inclusions isolées.

Dans l'ensemble, une grande quantité d'inclusions fluides montrent des géométries irrégulières ([figure 6.2](#)), et dans cette étude ces inclusions sont considérées comme étant formées à partir des fluides primaires (P1). Par contre, les inclusions fluides P1 dans les zones de vecteurs minéralisés sont déformées par les fracturations subséquentes ([figure 6.3](#)). Elles sont mieux préservées dans la bordure des vecteurs minéralisés et dans les zones exclusivement composées de quartz. Elles suivent alors les contours de croissance des minéraux ainsi que les microfractures de première génération. Enfin, les inclusions fluides secondaires de la deuxième phase minérale (P2) sont associées exclusivement aux zones de vecteurs minéralisés.

Au final, dans les vecteurs minéralisés, les inclusions de la première phase de sulfures (P1) sont mal préservées. Par contre, les inclusions de la deuxième

phase de sulfures (P2) sont omniprésentes, et celles de la troisième phase post-sulfures (P3) sont limitées à quelques échantillons.

À titre de comparaison, hors de la zone minéralisée, l'échantillon 156034, qui est composé essentiellement de quartz et d'arsénopyrite, montre jusqu'à trois familles d'inclusions de la première phase (P1). Dans les trois cas, il s'agit d'inclusions fluides biphasées, riches en H<sub>2</sub>O, avec une variation de la bulle de gaz entre 10 à 40% du volume total. La distribution de ces inclusions est contrôlée par plusieurs fractures.

Pour les échantillons provenant des vecteurs minéralisés, spécifiquement où les inclusions sont associées à la présence de sulfures, les observations microscopiques et l'estimation visuelle ont permis de reconnaître jusqu'à cinq groupes d'inclusions. Leur morphologie en général varie de sub-arrondie à allongée, à lenticulaire à ovoïde et en moindre proportion jusqu'à des formes irrégulières. Leur taille varie (jusqu'au 30 µm) mais en général elle est inférieure à 5 µm. Pour illustrer leur variabilité, elles ont été classées en considérant le volume de la bulle de gaz ( $V_g$ , gaz ou vapeur) dans les inclusions et leurs formes en 5 groupes selon les critères ci-dessous. Le pourcentage entre parenthèses est un estimé visuel de l'abondance relative des groupes d'inclusions.

1. Les inclusions de  $<10\% V_g$  (15%);
2. celles entre 10 et 20% de  $V_g$  (45%);
3. celles entre 20 à 40% de  $V_g$  (10%);

4. à vapeur avec  $V_g$  de 40 à 60%, mais exceptionnellement jusqu'à 90% (5%) ;  
et
5. les inclusions à morphologies irrégulières avec  $V_g$  variant de < 5 jusqu'à 30% (20%).

Le groupe 5 est limité à des fractures et des contacts entre les grains de quartz. Dans certaines inclusions (~2%) avec  $V_g$  de 20-40%, il est possible d'observer des cubes de sel au sein inclusions fluides triphasées (figure 6.4). Il s'agit d'halite en accord avec [Shepherd et al. \(1985\)](#) selon sa forme cubique. La morphologie générale de ces inclusions varie de sub-arrondie, allongée, irrégulière, lenticulaire à ovoïde, associée à des bulles sombres, probablement constituées de  $CO_2$ .

Due à la superposition et au recoupement de traînées d'inclusions, la chronologie est très difficile à établir (figure 6.2). Néanmoins, en général, à la bordure des sulfures, le quartz est propre et les inclusions de différentes orientations et de petite taille sont moins abondantes. Par contre, quelques inclusions de taille moyenne (de 2 à 20  $\mu m$ ) alignées en traînées et d'autres inclusions isolées de grande taille (8 à 30  $\mu m$ ) sont associées à la deuxième phase de minéralisation (P2 : figure 6.5). Le volume de gaz dans les inclusions isolées est en général supérieur à 20% et communément de morphologie variant de sub-arrondie à sub-allongée dans le cas de la veine Maria Rosa dans la zone de Patáz. Les mêmes typologies d'inclusions ont été observées dans la sphalérite (figure 6.6a-b) et les carbonates (figure 6.7).

Les inclusions à cube de sel (triphasées) sont plus abondantes dans les échantillons de la veine Consuelo, et se retrouvent également en abondance moindre dans la veine Atahualpa. Ces deux veines sont localisées dans la partie centrale de la zone d'étude. Dans les autres secteurs du district, ce type d'inclusion n'a pas été observé. D'un point de vue génétique, ces inclusions semblent être contemporaines à la formation des sulfures (la phase P2).

Une génération tardive post-sulfures appartenant à la phase d'inclusions P3 est observée dans les carbonates et le quartz de deuxième génération. Leur morphologie est différente selon le minéral porteur et leur taille est inférieure à 10  $\mu\text{m}$ . Dans les carbonates, les inclusions sont presque prismatiques, allongées et sub-arrondies (figure 6.7a-b). Dans le quartz, elles sont sub-arrondies et alignées selon des fractures cicatrisées. Le volume de vapeur dans les inclusions tardives peut atteindre jusqu'à 65%.

## 6.5 Microthermométrie

La taille des inclusions et l'abondance des impuretés dans le quartz (caractéristique du quartz primaire) constituent un problème pour l'observation et pour l'obtention des différentes températures. C'est pour ces raisons que l'étude thermométrique des inclusions a été réalisée principalement en considérant la taille des inclusions et sur des inclusions biphasées et triphasées.

### 6.5.1 Température de fusion de la glace

Dans un premier temps, la température de fusion de la glace des inclusions de moins de 5  $\mu\text{m}$  a été mesurée de façon indirecte; elle a été estimée lorsque les bulles reprenaient leur mobilité (mouvement brownien). Cette mobilité avait été préalablement observée avant la congélation des inclusions. En deuxième lieu, l'observation du changement de phase du  $\text{CO}_2$  est limitée par la faible taille des inclusions qui atteint exceptionnellement 30  $\mu\text{m}$ . Seul un nombre restreint ( $n = 15$ ) d'observations a permis d'établir des températures entre  $-58$  à  $-66^\circ\text{C}$ . Ces données permettent d'établir que les bulles à  $\text{CO}_2$  ne sont pas pures, surtout dans les échantillons de la veine Consuelo.

Les données de température de fusion ( $T_f$ ) de la glace et d'homogénéisation ( $T_h$ ) sont représentées aux **figures 6.8 et 6.9** en fonction des veines. Selon la  $T_f$ , à l'échelle du district, deux populations d'inclusions sont distinguées :

1. une première population centrée sur des températures moyennes variant de  $-4$  à  $-8^\circ\text{C}$ ; et
2. une deuxième représentée par des températures entre  $-16$  à  $-20^\circ\text{C}$ .

Ces deux populations de la  $T_f$  de la glace sont présentes pour l'ensemble des veines étudiées, à savoir : Atahualpa, Consuelo, Glorita, Jimena et Maria Rosa. Il faut noter qu'à la veine Consuelo, un groupe d'inclusions fluides montrent des températures de fusion de glace inférieures à  $-20^\circ\text{C}$  (**figure 6.9**).

### 6.5.2 Température de fusion du clathrate

La présence de clathrate (molécules à liaisons hydrogènes - CH<sub>4</sub>) est révélée par l'expansion de la bulle de gaz des inclusions dans une plage de température variant de 0 à 18°C (n = 47, [figure 6.10](#)). Il existe quelques différences morphologiques pour les inclusions de clathrate présentes dans la phase volatile. Ainsi, les inclusions de grande taille, près de 20 µm avec un volume de gaz majeur à 30%, montrent des valeurs supérieures de la fusion du clathrate. Par contre, les valeurs des inclusions de tailles mineures à moins de 10 µm s'étalent dans la plage de 0 à 4°C. Dans les échantillons des veines de Maria Rosa (la plus importante concentration) et de Jimena, les rapports thermométriques indiquent une présence significative de clathrates. Les mêmes caractéristiques, soit de T<sub>f</sub> de la glace et de présence de clathrate, sont observées dans les inclusions fluides à l'intérieur de la sphalérite pour l'échantillon de la veine María Rosa.

### 6.5.3 Température d'homogénéisation

Les inclusions biphasées riches en vapeur d'eau se distribuent dans l'ensemble du district. En général, elles se trouvent alignées à l'intérieur de fractures tardives et exceptionnellement disséminées. Ces inclusions sont en moyenne inférieures à 5 µm et occasionnellement de 7 à 10 µm, et dû à leur faible taille, les données microthermométriques ont été difficiles à obtenir. Les plus grandes inclusions de cette nature ont été identifiées sur la lame COA4-T1T2, qui provient de la veine Atahualpa. Cette lame est associée à des sulfures grossiers.

La plupart des inclusions biphasées ne s'homogénéisent pas avant d'atteindre les 400°C, certaines à plus de 470°C. De plus, leur température de décrépitation est très élevée, par exemple, plusieurs inclusions de la veine Jimena (échantillon CJ0609-TA1) ne décrépitent pas avant 517°C. Les résultats selon les veines sont présentés aux figures 6.8 et 6.9 et sont résumés ci-dessous.

- Maria Rosa : 240 à 480°C et pic de fréquence à 340°C
- Jimena: 120 à 400°C et pic de fréquence à 260°C
- Consuelo : 080 à 320°C et pic de fréquence à 220°C
- Athahualpa : 130 à 200°C et pic de fréquence à 140°C

Il faut souligner que la plage de températures d'homogénéisation est très variable d'une veine à l'autre de même que le pic de la distribution des températures. Dans le cas de la veine Athahualpa, le nombre restreint de données (figure 6.9) traduit directement la difficulté de travailler avec de petites inclusions. Dans ce cas spécifique, les données de la température d'homogénéisation sont possiblement peu représentatives.

Pour le cas des inclusions fluides triphasées, avec des cubes de sel, les inclusions homogénéisent à des températures entre 360 à 400°C avec la dissolution des cristaux de sel.



## 6.6 Spectrométrie Raman

Six sections polies de quartz-sulfures provenant de différents vecteurs minéralisés ont été sélectionnées pour l'analyse par Spectrométrie Raman et 28 mesures ont été réalisées au total. L'objectif était d'identifier et de quantifier la composition de la phase gazeuse des inclusions fluides, soit en termes de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, et H<sub>2</sub>S, qui sont les constituants les plus importants (Roedder, 1990). La signature des différents gaz considérés est détaillée ci-dessous en fonction de la position des pics.

- CO<sub>2</sub> - deux pics formés entre 1280 à 1283 et de 1383 à 1386 cm<sup>-1</sup> ;
- CH<sub>4</sub> - un pic pointu entre 2913 et 2916 cm<sup>-1</sup> ;
- N<sub>2</sub> - petits pics entre 2327 et 2329 cm<sup>-1</sup> ;
- H<sub>2</sub>S - les pics sont situés entre 2576 à 2562 cm<sup>-1</sup> ;
- H<sub>2</sub>O - avec trois pics, à 3223 cm<sup>-1</sup>, à 3433 cm<sup>-1</sup> et à 3617 cm<sup>-1</sup>.

Des mesures sur les zones de quartz pur sans inclusions ont été effectuées pour contrôler l'influence du N<sub>2</sub> présent comme gaz ambiant. Les analyses ont été effectuées sur des inclusions individuelles, riches en gaz et sélectionnées selon leur lien avec les phases métalliques (P2). Les échantillons proviennent des veines : Atahualpa (n=1), Consuelo (n=2), Jimena (n=2) et Maria Rosa (n=1). Les résultats analytiques et leur distribution sont présentés au [tableau 6.1](#) et à la [figure 6.11](#). La [figure 6.12](#) présente les résultats dans un diagramme ternaire des gaz

(CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>) selon la provenance des échantillons. Selon les compositions en gaz, 4 regroupements d'inclusions fluides peuvent être individualisés (figure 6.13).

Ces regroupements sont présentés ci-dessous :

Groupe par composition en gaz	Lien avec groupes de la pétrographie
1) des fluides riches en CO <sub>2</sub>	Groupe 5
2) de ceux riches en CH <sub>4</sub>	Groupe 2, 3, 4 et 1?
3) de ceux riches en N <sub>2</sub>	Groupe 2
4) H <sub>2</sub> O vapeur uniquement	Groupe 1 et 2

Pour tester s'il existe des relations entre les contenues en gaz des inclusions fluides et les veines, des diagrammes binaires de ratios de gaz ont été produits (figure 6.13). Ces diagrammes illustrent clairement que les veines ont leur composition spécifique en gaz.

Les fluides aqueux avec des bulles de gaz riches en CO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) montrent une concentration supérieure à 68% mol de CO<sub>2</sub> avec des valeurs significatives de CH<sub>4</sub> et de N<sub>2</sub>, soit en moyenne de 5,04 et 10,51% mol, respectivement. Dans ces inclusions, le H<sub>2</sub>S semble être absent, à l'exception d'un cas où des traces ont été décelées (<0,1% mol). Ce groupe d'inclusions est dominant dans la veine Consuelo (échantillons de deux différents vecteurs minéralisés). D'autre part, la spectrométrie Raman a permis d'identifier, que dans les inclusions triphasées à cubes de sel, le gaz présent est essentiellement constitué de CO<sub>2</sub>.

La spectrométrie Raman a révélé que les inclusions fluides biphasées à bulles de gaz riches en  $\text{CH}_4$  ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ ) ont une concentration élevée en  $\text{CH}_4$ , supérieure à 66% mol de la composition du gaz. Ce type de fluide est montré à la [figure 6.14a](#) dans le quartz et des inclusions analogues sont présentes dans la sphalérite ([figure 6.14b](#)). Le contenu en  $\text{CO}_2$ , dans ce groupe d'inclusions, varie de traces à 30% mol, et dans certains cas jusqu'à 47% mol. La concentration de  $\text{N}_2$  dans ces mêmes inclusions est <7% mol et le  $\text{H}_2\text{S}$  est identifié seulement en traces (<1% mol). Ce type d'inclusions est dominant dans la plupart des vecteurs minéralisés du district. Selon la chronologie relative, ces fluides ont été piégés à la fin de la seconde phase de minéralisation en sulfures (P2).

Dans quelques inclusions isolées analysées, la composition du gaz montre une concentration variable de  $\text{N}_2$ , s'étalant jusqu'à 77% mol. Parallèlement, les inclusions les plus riches en azote peuvent aussi contenir des concentrations importantes de  $\text{CH}_4$  ou de  $\text{CO}_2$ . Ces inclusions sont moins abondantes, de géométrie irrégulière, et leur distribution spatiale et leur lien temporel avec la minéralisation restent à préciser.

Un groupe d'inclusions fluides riches en vapeur d'eau est présent dans toutes les veines. Les inclusions se présentent de façon disséminée et la plupart sont alignées en traînées. Ces inclusions sont claires et elles sont dominantes dans les carbonates tardifs. Due à la forte mobilité des bulles de gaz (mouvement brownien), l'analyse au Raman a été difficile à réaliser. Les gaz ont été analysés

seulement dans deux inclusions de ce type, et il s'agit de vapeur d'eau. Le volume de vapeur dans ces inclusions est variable, il peut atteindre les 100%. La salinité de ces inclusions a également été difficile à établir due leur petite taille. Néanmoins, avec les courbes fournies par la Spectrométrie Raman (Dubessy *et al.*, 2002), il est possible d'estimer qu'elles sont de salinité variable et moins salées que les fluides aqua-carboniques (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>).

## 6.7 Spectrométrie de masse par sonde-solide

Les analyses indiquent que les inclusions fluides sont essentiellement riches en eau et elles décrépitent sur une plage de températures variant de 200 à 500°C (figure 6.15 et 6.16). Dans les diagrammes 6.15 et 6.16, deux groupes dominants d'inclusions constituées essentiellement d'eau peuvent être individualisés. Ainsi, dans les échantillons de la veine Consuelo, les spectres les plus marquants se trouvent entre les températures de 350 à 450°C alors que ceux des veines Jimena et Maria Rosa montrent un petit pic à 300°C et un deuxième pic plus prononcé entre les 400 à 500°C.

Par cette méthode, seul l'échantillon de la veine Consuelo a relâché une faible quantité de CO<sub>2</sub>, qui est enregistré en deux plages différentes de températures de décrépitation (figure 6.15a). Par contre, le CH<sub>4</sub> n'a pas été détecté dans aucune des veines. Ces résultats peuvent sembler contradictoires par rapport à ceux du Raman, mais il faut préciser qu'il s'agit ici d'une mesure

totale des volatiles en inclusions fluides, manifestant ainsi le fait que les inclusions fluides sont essentiellement riches en eau en terme volumétrique.

## **6.8 Classification des inclusions fluides de la deuxième phase métallique (P2)**

La combinaison de la microthermométrie, de la spectrométrie Raman et des analyses par spectrométrie de masse, suggère la prédominance de trois principaux types d'inclusions fluides de la phase métallique (P2, [figure 6.17](#)):

1. des fluides à bulles de gaz riches en  $\text{CO}_2$  ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$  ou  $\text{N}_2$ );
2. des fluides à bulles de gaz riches en  $\text{CH}_4$  ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$ , ou  $\text{N}_2/\text{H}_2\text{S}$ ); et
3. des fluides à bulles de gaz riches en  $\text{H}_2\text{O}$ .

La salinité, pour le premier groupe varie de modérée à très élevée, jusqu'à 35% Equi. % Poids de NaCl. Pour le deuxième groupe, la salinité est modérée à faible, et pour le troisième groupe la salinité est basse. Enfin, un quatrième groupe d'inclusions de phase gazeuse riche en  $\text{N}_2$  est moins commun, et ces inclusions fluides sont spatialement limitées à la proximité des inclusions riches en vapeur de  $\text{CO}_2$ .

## **6.9 Géothermométrie des chlorites**

En accord avec leur distribution, forme et association avec les structures minéralisées, deux types de chlorites sont présentes dans le district aurifère. Le premier type est le résultat de l'altération des minéraux ferromagnésiens de la

roche encaissante. Ce type de chlorite est développé aux épontes des veines, soit sous forme disséminée ou en veinules. Le deuxième est d'origine hydrothermal. Cette chlorite se trouve à l'intérieur des veines, en général en remplissage de microfractures de quelques millimètres, voire localement de quelques centimètres. L'abondance de la chlorite dans les veinules est variable, car elle coexiste avec la séricite, les carbonates, la pyrite et occasionnellement avec l'or libre.

Pour l'étude, seules les chlorites du deuxième type ont été étudiées en raison de leur association avec l'or. Selon les travaux de [Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#), [Cathelineau \(1988\)](#) et [Zang et Fyfe \(1995\)](#), les contenus d' $Al^{IV}$ , Fe et de Mg dans les chlorites sont contrôlés par la température. Enfin, selon [Caritat \(1993\)](#), il faut considérer également que la composition des chlorites peut être influencée par les minéraux coexistants.

Les données obtenues à la microsonde montrent une uniformité dans la composition des chlorites, ce qui constitue un réel avantage pour les calculs thermométriques. Pour les calculs de la température selon [Cathelineau et Nieva \(1985\)](#) et [Cathelineau \(1988\)](#), l'équation est la suivante.

$$T(^{\circ}C) = -61,92 + 321,98Al^{IV} \quad [\text{Équation 1}]$$

[Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#) ont introduit une correction à l'équation précédente quand le rapport de  $Fe/(Fe+Mg)$  est compris entre 0,18 à 0,64. Cette correction

porte sur la valeur de  $Al^{IVc}$  dans l'équation 1. La correction est calculée en utilisant l'équation 2.

$$Al^{IVc} = Al^{IV} + 0,7 [Fe/(Fe+Mg)] \quad [\text{Équation 2}]$$

Au final, les températures sont déterminées selon l'équation 3.

$$T(^{\circ}C) = 106Al^{IVc} + 18 \quad [\text{Équation 3}]$$

D'autre part, si le rapport de  $Fe/(Fe+Mg)$  est plus grand, de l'ordre de 0,78 à 0,81, [Zang et Fyfe \(1995\)](#) proposent d'autres corrections à utiliser dans l'équation 3 de [Kranidiotis et MacLean \(1987\)](#). Cependant, ces corrections supplémentaires ne sont pas nécessaires à Poderosa-Pataz car le rapport  $Fe/(Fe+Mg)$  est entre 0,67 et 0,70. Les calculs de température selon les critères établis sont présentés au [tableau 6.3](#). Les températures calculées sont de  $360 \pm 13^{\circ}C$  sans correction (Équation 1) et de  $208 \pm 12^{\circ}C$  avec corrections (Équation 3).

## 6.10 Discussion

Les fluides aqueux sont dominants dans le district de Poderosa-Pataz telles que documentées par des études précédentes ([Haeberlin et al., 2004](#) et [Schreiber et al., 1990](#)) et en accord avec les résultats de la spectrométrie de masse à sonde solide. Après le calcul de la composition totale du fluide, selon la proportion des bulles dans les inclusions fluides, il apparaît que les contenus de  $CH_4$ ,  $CO_2$  et  $N_2$  sont mineurs ([tableau 6.2](#)), quoique probablement caractéristiques de la deuxième phase de sulfures (P2). Plus spécifiquement, les inclusions fluides aqueuses à

bulles de gaz avec  $\text{CH}_4$  sont dominantes lors de la phase principale du deuxième stade de la minéralisation en raison de leur lien avec la sphalérite ([figure 6.14](#)). Pour les inclusions à bulles de gaz avec  $\text{CO}_2$ , il est difficile d'établir une relation temporelle avec les fluides riches en  $\text{CH}_4$ . Cependant, il faut souligner qu'à Consuelo, les inclusions fluides riches en  $\text{H}_2\text{O}$  avec des bulles de gaz à  $\text{CO}_2$ , sont entourées par la galène, soit le sulfure qui manifeste l'événement tardif de la deuxième phase. D'autre part, au sud de la province de Pataz, la présence de cristaux de sel est documentée par [Schreiber et al. \(1990\)](#) pour la deuxième phase. Sur cette base, il est donc fort probable que les fluides riches en  $\text{CO}_2$  et ceux riches en  $\text{CH}_4$  aient une relation similaire avec la minéralisation.

#### 6.10.1 Pression et température

Les calculs de la pression et de la température lors de la formation de la minéralisation, basées sur les inclusions fluides des travaux précédents ([Haeberlin et al., 2002](#)) et de cette étude (pression  $<1$  kbar), sont comparés et supportés par le contexte géologique, par la thermométrie des chlorites, par l'assemblage minéralogique de la minéralisation et de l'altération hydrothermale.

Les textures minérales et la géométrie des veines (Chapitre III) suggèrent que le contexte tectonique pendant la mise en place et la formation des filons correspond à des conditions typiques du régime fragile ([Oré Sánchez, 2006](#); [Lavoie, 2008](#)). Le domaine des conditions fragiles est restreint à la partie



supérieure de la croûte (<10 km : [Sibson, 1989, 2001](#)). Pour le district de Poderosa-Pataz, les pressions documentées varient de 0,3 à 1,5 kbar, ce qui représente une profondeur maximale de 5 km ([Haeberlin et al., 2002](#)).

Le métamorphisme autour de l'intrusion, quoique antérieur à la minéralisation, est au niveau du facies des schistes verts. La température de cet épisode métamorphique est estimée entre 270 à 450°C. Ainsi, en considérant une pression et un gradient thermique moyen, les pressions sont de l'ordre de 2 à 4 kbars. Due au fait que les roches métamorphiques qui se trouvent au sommet des intrusions se composent de cornéenes, la température et la pression considérée sont respectivement moindres, soit 450°C et < 2 kbars. En considérant ces paramètres, on estime que la température de la minéralisation est inférieure à 450°C.

L'assemblage de la minéralisation de pyrite – arsénopyrite – sphalérite – galène chalcopryrite peut se former dans un maximum de température de 475° dans la mésozone selon [Groves et al. \(1998\)](#). D'autre part, l'altération hydrothermale, qui est composée de quartz – séricite – chlorite – carbonates dans l'intrusion, suggère une plage de températures de 250 à 400°C ([Cassidy et al., 1998](#)). Enfin, la température calculée à partir de la chlorite est de 360°C ou 208°C selon la formule utilisée.

Pour la phase de minéralisation, les résultats de température et de pression déterminées par cette étude concordent avec ceux calculés par [Haeberlin et al.](#)

(2002), ce qui représente une profondeur faible autour de 3,9 km et des températures de 220 à 340°C.

D'autre part, selon les résultats par la spectrométrie de masse, on peut arriver à définir que la gamme de la température de décrépitation des inclusions fluides est large et que la plupart se trouve autour de 400°C. Par exemple, à la veine Consuelo le pic de décrépitation est de 400°C et pour les veines Jimena et Maria Rosa, les pics sont autour de 450°C. Toutefois, il faut réaliser que la température de décrépitation est supérieure à celle d'homogénéisation et donc inférieure à 400 et 450°C, respectivement, en accord avec les températures estimées.

#### **6.10.2 Présence du méthane (CH<sub>4</sub>) et du dioxyde de Carbone (CO<sub>2</sub>)**

En ce qui concerne le contenu en méthane et en dioxyde de carbone, les différents mécanismes sont discutés ci-dessous pour expliquer la présence de ces gaz dans les fluides. D'après la composition des fluides à Poderosa-Pataz, les arguments suivants impliquent que le fluide initial était soit riche en CO<sub>2</sub> ou soit riche en CH<sub>4</sub>.

- Dans le cas de la fugacité de l'oxygène, si l'on considère l'équation suggérée par Yao *et al.* (2001) :  $\text{CH}_4 \text{ (g)} + 2\text{O}_2 \text{ (g)} \leftrightarrow \text{CO}_2 \text{ (g)} + 2\text{H}_2\text{O (g)}$ , alors l'enrichissement des fluides à CH<sub>4</sub> pourrait résulter de la diminution de la fugacité de l'oxygène.

- L'enrichissement de CH<sub>4</sub>, par addition de fluide, est un autre mécanisme proposé par [Fan et al. \(2003\)](#) lors de leurs travaux dans les gisements aurifères de Sanshandao en Chine. Ils se basent sur la distribution des inclusions riches en CH<sub>4</sub> le long de la courbe critique de CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> dans un diagramme T<sub>h</sub>CO<sub>2</sub> et T<sub>r</sub>CO<sub>2</sub>. Ils proposent que le fluide initial était riche en CO<sub>2</sub> et que le CH<sub>4</sub> fut introduit par les fluides qui transportent de l'or, induisant ainsi un mélange de fluides.
- [Gaboury \(2013\)](#) a proposé que l'éthane C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> est un constituant important des fluides orogéniques et a proposé une série de réactions hydrothermales qui peuvent influencer les rapports CH<sub>4</sub> et CO<sub>2</sub>, dont :
  - $C_2H_6 + H_2 \leftrightarrow CH_4$
  - $C_2H_6 + 4H_2O \leftrightarrow 2CO_2 + 7H_2$
  - $C_2H_6 + 2H_2O \leftrightarrow CO_2 + CH_4 + 3H_2$
- D'autres chercheurs, dont [Hall et Sterner \(1995\)](#), et [Ridley et Hagemann \(1999\)](#) argumentent que l'enrichissement en CH<sub>4</sub> des fluides est dû au rééquilibrage des inclusions par processus de diffusion chimique du H<sub>2</sub> et du H<sub>2</sub>O, selon l'équation suivante :  $CO_2 (g) + 4H_2 (g) \leftrightarrow CH_4 (g) + 2H_2O (g)$ . Ce genre de rééquilibrage pourrait être envisagé pour le district de Poderosa-Pataz en lien avec le soulèvement de la région pendant et à la fin du stade 2.
- Enfin, la réduction du fluide est aussi une bonne alternative pour expliquer la présence significative de clathrate dans les systèmes

hydrothermaux de nombreux gisements, selon l'équation  $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$  (Giardini et Salotti, 1969).

Néanmoins, pour la zone d'étude, l'application des différents processus d'enrichissement en  $\text{CH}_4$  des fluides pose un problème de taille, en raison de la position essentiellement verticale des veines, de la distribution spatiale des types d'inclusions, et de leur composition (figure 6.11). Si l'on considère les hypothèses précédentes, les inclusions profondes devraient être plus riches en  $\text{CO}_2$  que celles superficielles. À Poderosa-Pataz, les inclusions fluides riches en  $\text{CO}_2$  (bulles) sont localisées dans les niveaux supérieurs et sont restreintes à la veine Consuelo, alors que les inclusions fluides à bulles de gaz riches en  $\text{CH}_4$  sont localisées à tous les niveaux. À première vue, il semble y avoir une zonalité verticale des inclusions fluides. Toutefois, cette zonalité apparente n'est pas documentée le long d'une même zone ou veine. Sur ces bases, il pourrait être plausible que la veine Consuelo ait été formée à l'origine à un niveau plus profond que les autres veines abordées dans ce chapitre, selon un modèle de télescopage analogues aux gisements porphyriques à épithermaux, expliquant ainsi la forte salinité des inclusions et leur fort contenu en  $\text{CO}_2$ . Un contre-argument réside toutefois dans la présence de cristaux de sulfosels dans la galène (Chapitre III) de la veine Consuelo, suggérant à l'inverse une profondeur de formation plus superficielle, donc un fluide initial riche en  $\text{CH}_4$ .

Il existe, au moins une autre possibilité pour expliquer la zonalité des compositions à l'échelle du district, à savoir l'interaction des fluides aqueux ( $\text{H}_2\text{O}$  de faible salinité) avec les roches encaissantes. À cet égard, il faut souligner les relations suivantes. Pour les zones des veines Jimena et Maria Rosa où les fluides sont riches en bulles de gaz à  $\text{CH}_4$ , les fluides hydrothermaux riches à  $\text{H}_2\text{O}$  pourraient avoir interagi avec l'encaissant métamorphique pélitique, le même qui encaisse l'intrusion, apportant ainsi une contribution en  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$ . Pour la zone de la veine Consuelo, où les fluides sont riches en  $\text{CO}_2$ , le fluide initial aqueux aurait plutôt interagi avec le dyke d'hornblendite au mur de la veine, avec peu d'interaction avec les encaissants de l'intrusion.

A l'opposé, le système hydrothermal pourrait être regardé de manière différente, en considérant que les fluides de Consuelo sont plus superficiels en accord avec la présence de sulfosels et une température d'homogénéisation plus basse (080 à 320°C et pic de fréquence à 220°C). Dans ce cas, les fluides riches en sel et  $\text{CO}_2$  de Consuelo résulteraient de l'évolution de fluides initiaux plus profonds de faible salinité et composés de  $\text{CH}_4$ . Le  $\text{CH}_4$  peut trouver sa source en milieu réducteur, comme c'est le cas pour certains fluides associés à la formation de gisements porphyriques à Au-Cu-Mo (p.ex. [Shen et al., 2010](#)) et en contexte orogénique ([Craw, 2002](#)). Dans ce cas, la transformation du méthane en  $\text{CO}_2$  est réalisée par des réactions d'oxydation, telles que celles suggérées ci-haut. Pour la salinité, celle-ci augmente au fur et à mesure que les fluides subissent des séparations de phases (ébullition), où la phase liquide résiduelle s'enrichie

continuellement en sel à la faveur de la phase gazeuse. De tels enrichissements en sel dans les phases liquides sont bien connus dans les systèmes porphyriques (Heinrich, 2005) et dans les systèmes hydrothermaux actifs (Cruz-Pérez *et al.*, 2016). Au final, les fluides les plus primitifs à Poderosa-Pataz seraient donc aqueux, à CH<sub>4</sub> et à faible salinité.

### 6.10.3 La source des fluides de la phase minéralisatrice

Les caractéristiques des fluides dans le district de Poderosa-Pataz présentent des signatures différentes par rapport aux gisements mésothermaux étudiés dans le monde. Selon Yao *et al.* (2001), à l'Archéen, la majorité des gisements aurifères renferment des inclusions fluides de faible salinité : <6% Equi. Poids de NaCl, et de 2 à 10% Equi. Poids NaCl selon Wilkinson (2001). Exceptionnellement, la salinité est ponctuellement modérée à élevée, comme c'est le cas à la mine Sigma en Abitibi avec ces 25 à 34% Equi. Poids NaCl selon Robert et Kelly (1987), et pour le gisement Charters Towers en Australia, avec 18,9 à 28,3% Equi. Poids NaCl (Kreuzer, 2006). À Poderosa-Pataz, la salinité est basse à modérée. Mais ponctuellement, il existe une variabilité dans la salinité des fluides qui sont modérément salins à hypersaline avec la présence de cubes de sel. Par exemple, une salinité de 30-35% Equi. Poids NaCl est documentée exclusivement à la veine Consuelo. Les différentes valeurs comparatives sont présentées à la **figure 6.18**. À quelques exceptions près, les valeurs du gisement Poderosa-Pataz tombent clairement hors du champ des filons aurifères

mésothermaux ([figure 6.18](#)). Par contre, les compositions de fluides tombent dans les champs de fluides épithermaux, à W-Sn et porphyriques.

La présence de CO<sub>2</sub> est commune dans les fluides orogéniques aurifères et dans les fluides aurifères de filiation intrusive. Par exemple, [Groves \*et al.\* \(1998\)](#) considèrent que le contenu en CO<sub>2</sub> dans les gisements orogéniques est  $\geq 5$  mol %. Spécifiquement pour les gisements de l'ouest australien, [Ho \*et al.\* \(1992\)](#) rapportent une moyenne de 15 mol % de CO<sub>2</sub> avec des valeurs qui atteindraient localement 30% mol de CO<sub>2</sub>.

La génération du CO<sub>2</sub> est remise en question par [Phillips et Powel \(1993\)](#), qui considèrent que le CO<sub>2</sub> doit être d'origine métamorphique. Mais d'après les études expérimentales et les travaux de [Lowenstern \(2000 et 2001\)](#), [Fogel et Rutherford \(1990\)](#) et [Giggenbach \(1997\)](#), il est possible et très commun de générer du CO<sub>2</sub> à partir des magmas felsiques.

Le contenu en CH<sub>4</sub> dans le système orogénique est également important selon [Groves \*et al.\* \(2003\)](#). À Poderosa-Pataz, le % mol de CH<sub>4</sub> est faible, comme pour la plupart des gisements de filiation intrusive. Selon les observations de [Kerrick \(1989\)](#), quand un fluide aqueux riche en CO<sub>2</sub> est entouré par des roches riches en matière organique, et que le fluide interagit avec la roche, le fluide devient réducteur et son contenu en CH<sub>4</sub> augmente.

De plus, il faut souligner que la coexistence d'inclusions fluides à CO<sub>2</sub> avec celles à H<sub>2</sub>O, qui est omniprésente pour les minéralisations dérivées des modèles de filiation intrusive et orogénique, n'a pas été observée à Poderosa-Pataz.

Le modèle métamorphique pour le district Poderosa-Pataz pourrait être supporté par : 1) l'absence de la zonalité métallique comme W-Sn-Bi-Mo ; et 2) les conditions de formation des filons dont la température et la profondeur correspondent à celles des roches métamorphiques au faciès des schistes verts. Par contre, le contenu peu élevé en CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, et N<sub>2</sub> des fluides n'est pas typique des gisements orogéniques.

La zonalité métallique de W-Sn-Bi-Mo est une caractéristique principale du modèle magmatique, connu sous le nom de fluides de filiation magmatique ([Lang et Baker, 2001](#)). À Poderosa-Pataz et le long des gisements aurifères de la ceinture intrusive de la Cordillère Orientale, aucune zonalité de ce type n'a été documentée et ce même si des teneurs significatives à Sn, Bi et Mo ont été rapportées.

Avec le modèle orogénique, les contenues en CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub> pourrait avoir été générés par le métamorphisme prograde des roches du Paléozoïque inférieur. Également, le N<sub>2</sub> pourrait dériver des composants biologiques des roches métasédimentaires (Formation de Contaya). De plus, en considérant les âges de la minéralisation, tels que proposés par [Haeberlin et al. \(2004\)](#), il y a eu un épisode métamorphique synchrone à la minéralisation tel que rapporté par [Miskovick et al.](#)



(2009). Néanmoins, les très faibles contenus en gaz des fluides, qui sont au final, essentiellement aqueux, ne supportent pas une origine des fluides provenant de la dévolatilisation des roches sédimentaires sous-jacentes.

Dans les gisements de filiation intrusive (Baker, 2002), les caractéristiques suivantes sont communes : 1) des inclusions fluides riches en CO<sub>2</sub> ; 2) des variations importantes de la salinité ; et 3) la présence de minéraux fils (*daughter minerals*) dans les inclusions fluides, et ce pour les gisements formés à une profondeur variant de 7 km à la sub-surface. En revanche, un contenu faible en sulfures de la minéralisation est commun pour les gisements de filiation intrusive (Lang et Baker, 2001 ; Sillitoe et Thompson, 1998), ce qui contraste avec Poderosa-Pataz où le contenu en sulfures est en moyenne de 30% dans les vecteurs minéralisés.

D'autre part, les fluides riches en CO<sub>2</sub> et hypersalins sont caractéristiques des gisements porphyriques en raison de la séparation de phases (ébullition). En contrepartie, pour Roberts (1987) la plupart des gisements d'or filonien d'origine magmatique sont pauvres en CO<sub>2</sub>. De la même façon, Bodnar *et al.* (1985) suggèrent que les gisements aurifères reliés aux gisements épithermaux et hydrothermaux magmatiques contiennent < 3 mol% de CO<sub>2</sub>.

En raison de la superposition des processus tectoniques, il est difficile d'identifier le ou les fluides responsables de la minéralisation. Néanmoins, on peut

déduire quelques caractéristiques particulières pour les fluides associés à la phase fertile de la minéralisation, à savoir :

1. les inclusions biphasées avec bulles de gaz à  $\text{CH}_4$  sont les plus abondantes dans les amas de quartz qui sont entourés par les sulfures et en plus, les mêmes inclusions fluides sont présentes dans la sphalérite;
2. les inclusions fluides à  $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$  dans les amas de quartz sont spatialement reliées à la présence de particules d'or; et
3. la température et la pression des inclusions fluides à  $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$  sont corrélables avec la géothermométrie des chlorites, qui elles sont contemporaines à la précipitation de l'or.

Au niveau du district, l'implication de la haute salinité des fluides à Consuelo peut expliquer le contenu en Ag de cette zone. Cette hypothèse se base sur les observations de [Cathles \(1986\)](#) qui suggère que la solubilité des métaux de base (Zn, Pb, Cu) et Ag est plus grande que celle de l'or pour de plus fortes salinités.

## 6.11 Conclusion

La présente étude des inclusions fluides a donc porté principalement sur celles qui montraient une association spatiale avec les sulfures. Pour les inclusions fluides des phases P2 et P3, il s'agit de fluides riches en  $\text{H}_2\text{O}$  où les analyses au Raman ont permis d'individualiser quatre typologies d'inclusions selon leur composition de la phase gazeuse : 1) riches en  $\text{CO}_2$ , premier type  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4-\text{N}_2)$  ; 2) riches à  $\text{CH}_4$ , deuxième type  $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4 \pm (\text{CO}_2-\text{N}_2)$  ; 3) riches à  $\text{N}_2$ , troisième

type  $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2 \pm (\text{CO}_2-\text{CH}_4)$  ; et 4) riches à vapeur de  $\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ ), quatrième type. Ces quatre types de fluides sont présents dans des amas de quartz primaires et secondaires des zones à sulfures, mais le quatrième type est celui qui est dominant en proportion relative. Les données extraites des analyses suggèrent une profondeur de la précipitation de l'or à  $<4$  km. La température maximale de formation des phases métalliques, indiquée par les plus fortes températures d'homogénéisation des inclusions, est autour de  $340^\circ\text{C}$ .

L'état d'oxydation des fluides post-sulfures est réducteur, ce qui est supporté par la présence significative de  $\text{CH}_4$  dans les bulles de gaz, car le rapport  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  est directement relié à l'activité de l'oxygène. À l'origine, les fluides de la deuxième phase dérivent probablement d'une source magmatique, riche en  $\text{H}_2\text{O}$  avec une faible concentration de  $\text{CH}_4$  et une faible salinité. Ces fluides, pendant leur ascension verticale, interagissent avec l'encaissant intrusif et son enveloppe de roches métasédimentaires (cornéennes) et s'oxydent partiellement. Au final, les fluides les plus évolués seraient ceux enregistrés par la veine Consuelo, là où le  $\text{CH}_4$  a été oxydé en  $\text{CO}_2$  et où l'ébullition en profondeur a augmenté la salinité des fluides aqueux résiduels.

**Tableau 6. 1. Analyses par Spectrométrie Raman de la phase gazeuse normalisée à 100%.**

Échantillon	Inclusion	Veine	CO <sub>2</sub> (mol.%)	CH <sub>4</sub> (mol.%)	N <sub>2</sub> (mol.%)	H <sub>2</sub> S (mol.%)
CMR0109	1	Maria Rosa	6	93	0	0,9
CMR0109	2	Maria Rosa	17,6	77,5	4,3	0,7
CMR0109	4	Maria Rosa	16,9	76,6	6,1	0,5
CMR0109	5	Maria Rosa	25,8	70,1	3,8	0,3
CMR0109	6	Maria Rosa	30,7	62,2	6,7	0,3
CMR0109	7	Maria Rosa	13,7	81,1	4,8	0,3
CMR0109	8	Maria Rosa	4,9	62,2	31,9	0,5
CMR0109	20	Maria Rosa	15,9	77,1	6,4	0,6
CMR0109	21	Maria Rosa	0	98,2	1,8	0
EC4-9	9	Consuelo	91,2	4,5	4,3	0
EC4-9	10	Consuelo	92,3	4,6	3,1	0
EC4-9	12	Consuelo	100	0	0	0
EC4-9	13	Consuelo	88	5,3	6,6	0,1
EC4-9	15	Consuelo	68	3,4	28,6	0
EC4-9	16	Consuelo	19,7	4,4	75,9	0
EC4-9	18	Consuelo	89,2	4,5	6,3	0
EC4-9	26	Consuelo	56,2	0,8	43	0
CCN0601	27	Consuelo	85,6	8,1	6,3	0
CCN0601	28	Consuelo	78,4	9,1	12,5	0
CCN0601	29	Consuelo	70,9	6,1	23	0
COA4-T1T2	19	Atahualpa	12,1	11,2	76,7	0
CJ0809	22	Jimena	0	100	0	0
CJ0809	23	Jimena	24	73,5	2,5	0
CJ0809	24	Jimena	14,3	85,7	0	0
CJ0809	25	Jimena	44,7	55,3	0	0
CJ1009	30	Jimena	24,8	75,2	0	0

CJ1009	31	Jimena	16,2	81,6	2,2	0
CJ1009	32	Jimena	42,7	55	2,2	0

*Les bulles analysées étaient composées presque uniquement de gaz sans H<sub>2</sub>O.*

**Tableau 6. 2. Composition totale du fluide selon les analyses par Spectrométrie Raman pour les quelques inclusions de taille supérieure à 10  $\mu$ m et avec une phase gazeuse supérieure à 25%.**

Échantillon	Veine	Avec Sel					Sans Sel			
		H <sub>2</sub> O (mol. %)	CO <sub>2</sub> (mol.%)	CH <sub>4</sub> (mol.%)	N <sub>2</sub> (mol.%)	NaCl (mol.%)	H <sub>2</sub> O (mol. %)	CO <sub>2</sub> (mol.%)	CH <sub>4</sub> (mol.%)	N <sub>2</sub> (mol.%)
CMR0109 T2T3	María Rosa	89.2	3.3	6.5	0.4	0.6	89.7	3.3	6.6	0.4
CMR0109 T2T3	María Rosa	88.7	3.9	5.9	0.7	0.8	89.4	4	5.9	0.7
CMR0109 T2T3	María Rosa	88.3	1.9	8.5	0.5	0.8	89	1.9	8.6	0.5
EC49-T5T4	Consuelo	92.9	3.6			3.5	96.3	3.7		
EC49-T5T4	Consuelo	90.1	7.7	0.3	0.4	1.5	91.5	7.8	0.3	0.2
EC49-T5T4	Consuelo	88	5.1	0.5	2.5	3.9	91.5	5.4	0.5	2.6
CJ0809-T4	Jimena	90.4		7.5		2.1	92.3		7.7	
CJ0809-T4	Jimena	93.6	2.7	1.6		2.1	95.6	2.8	1.6	
CJ1009	Jimena	93.6	2.5	1.5	0.1	2.33	95.8	2.6	1.5	0.1

**Tableau 6. 3. Températures thermométriques obtenues pour les chlorites en association avec l'or, dans la veine Jimena.**

Échantillon	T°C Cathelineau 1988	T°C Kranidiotis et MacLean (1987)
Gold-1	356,65±10	205,46±10
Core-1	363,09±10	209,62±10

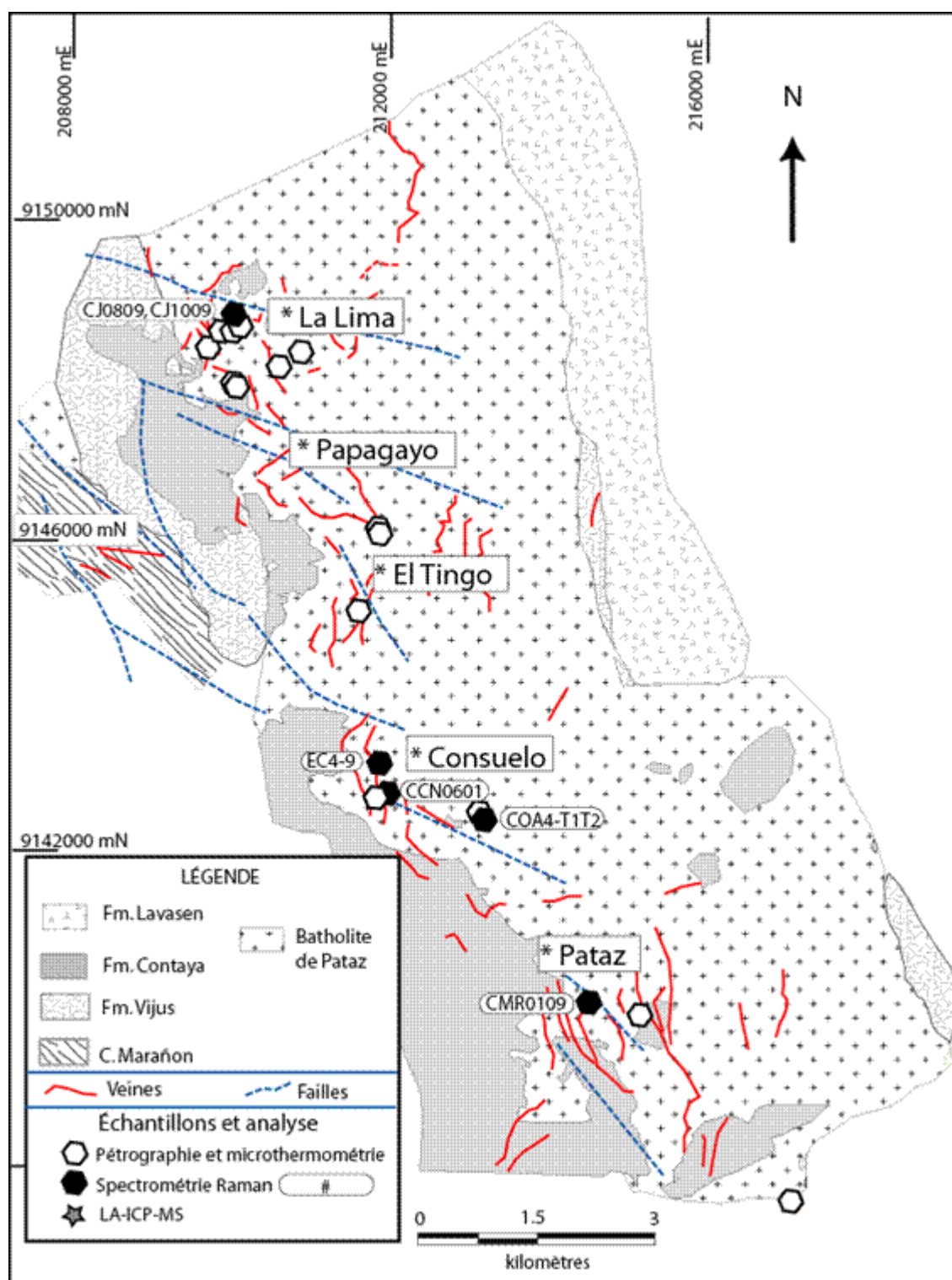
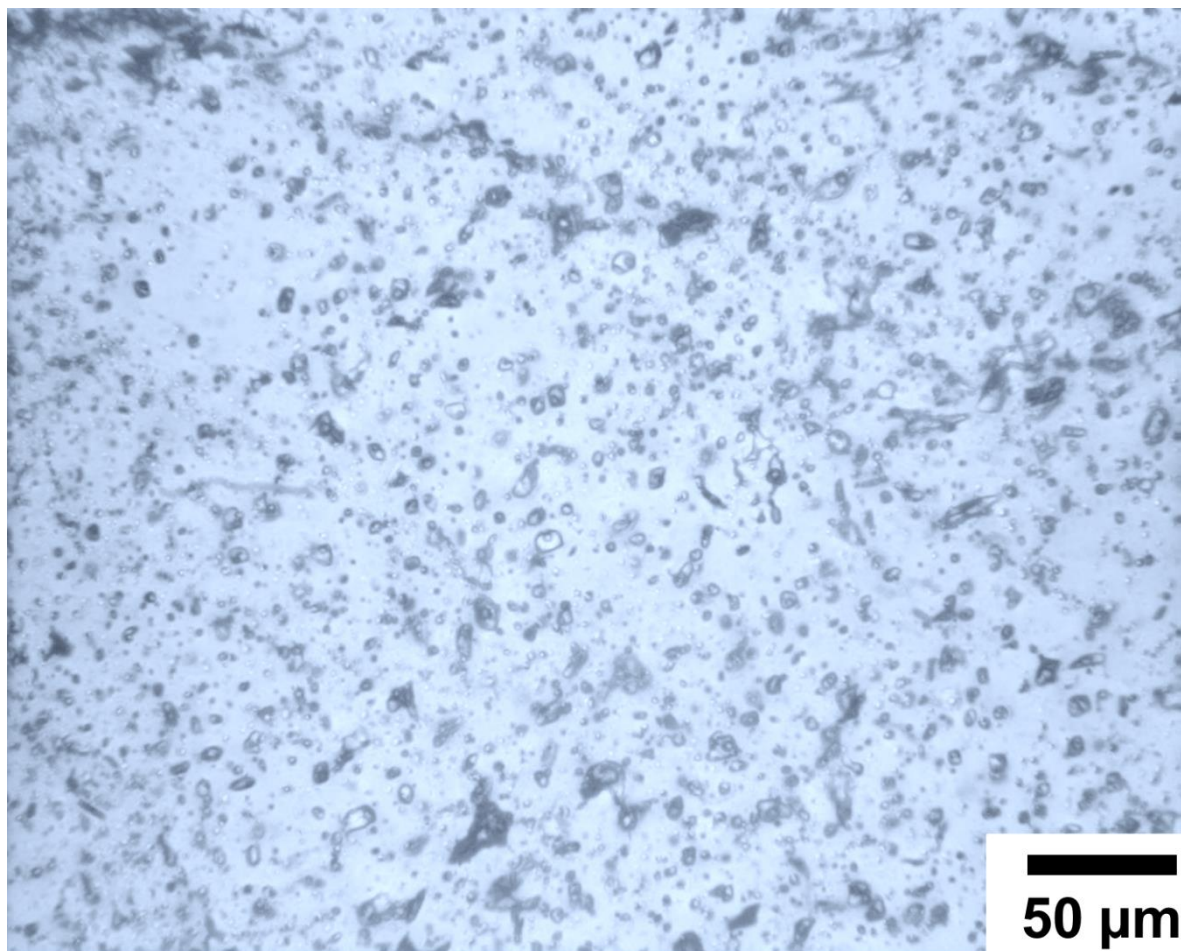
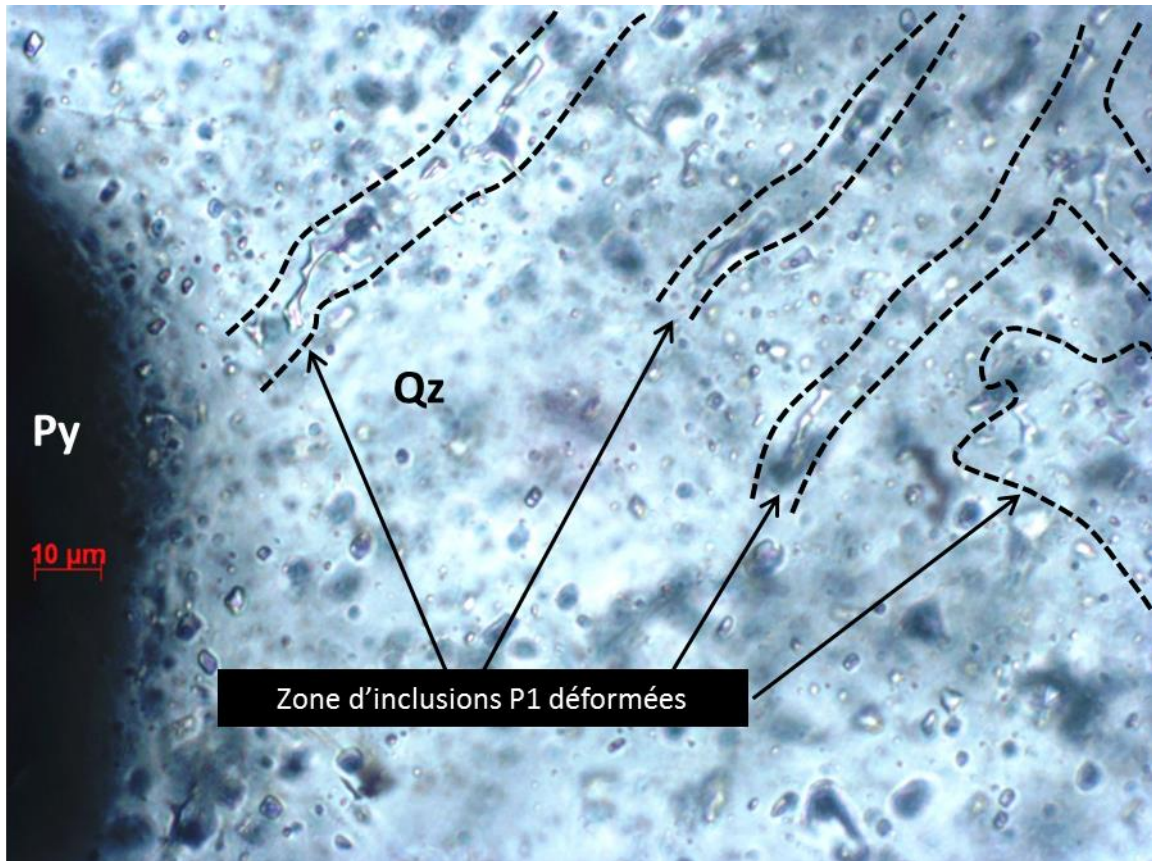


Figure 6. 1. Carte de la géologie locale du district et distribution des échantillons.

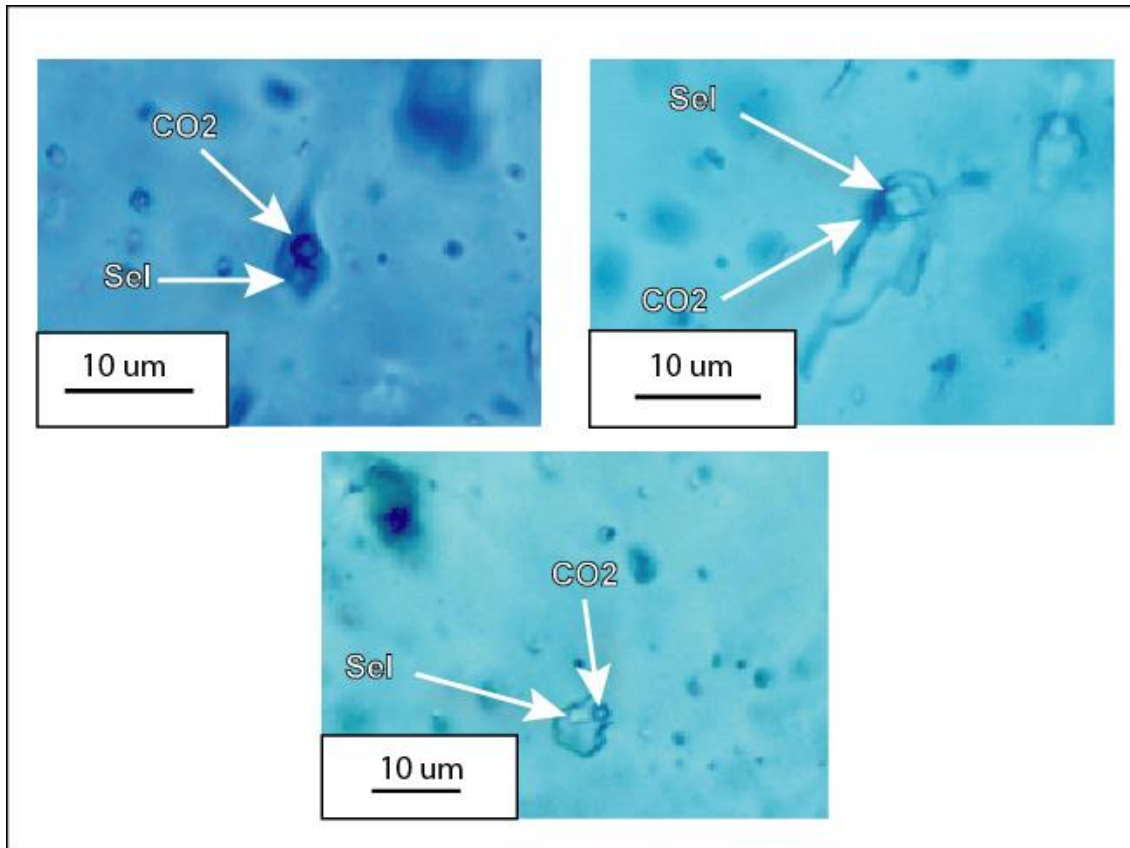


**Figure 6. 2. Exemple de la diversité et de l'abondance des inclusions fluides aqueuses biphasées dans le vecteur minéralisé de la veine María Rosa. Il faut noter que la phase gazeuse est autour de 20% (proportion de la bulle) pour cet exemple. Microphotographie en lumière transmise.**

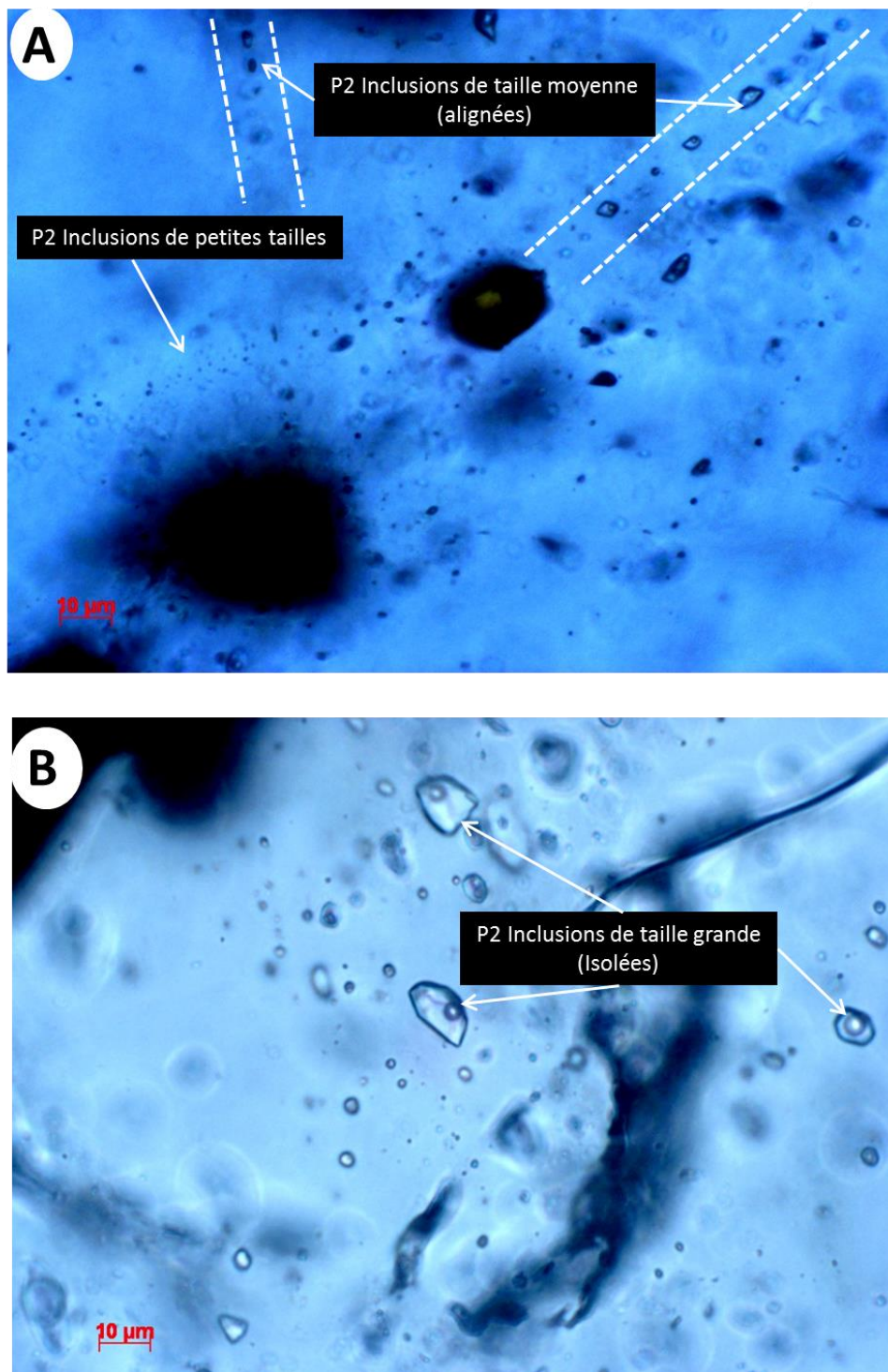




*Figure 6. 3. Inclusions fluides P1 déformées dans le quartz à l'intérieur d'un vecteur minéralisé. Microphotographie en lumière transmise.*

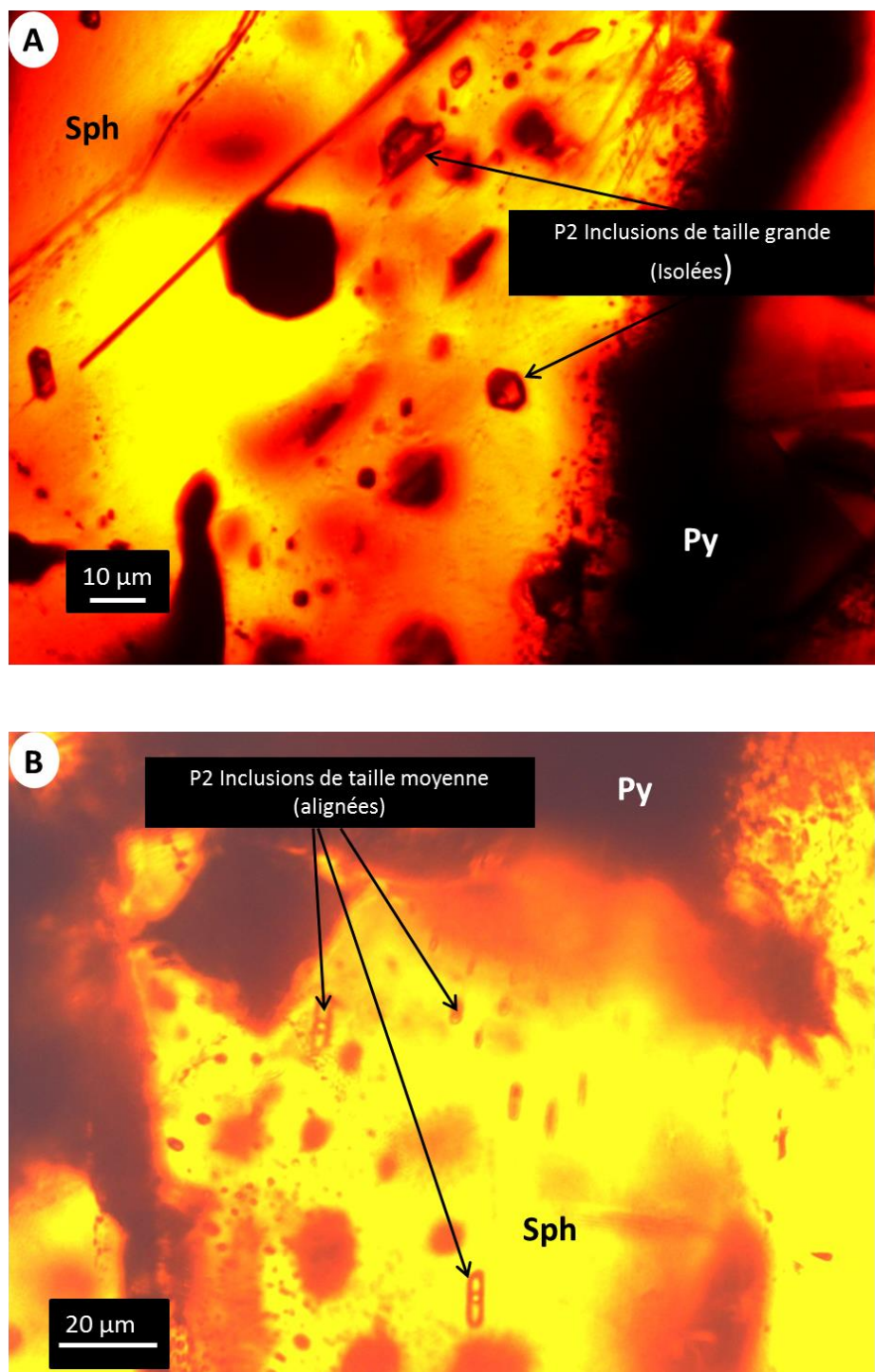


**Figure 6. 4. Inclusions fluides triphasées contenant des cubes de sel dans la veine Consuelo. Microphotographie en lumière transmise.**

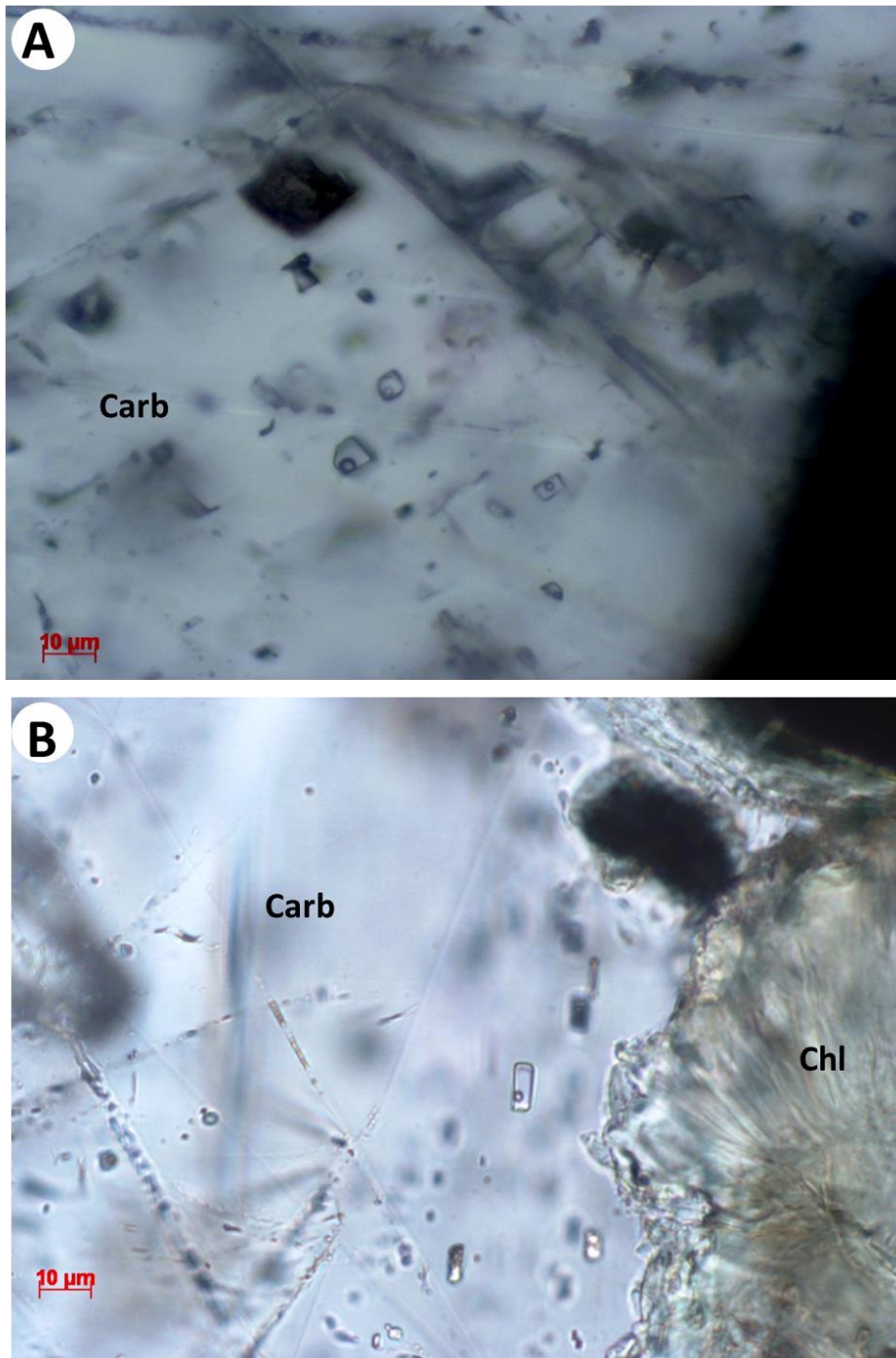


**Figure 6. 5. Morphologie des inclusions fluides de la deuxième phase minérale (Inclusions biphasées). Microphotographie en lumière transmise.**

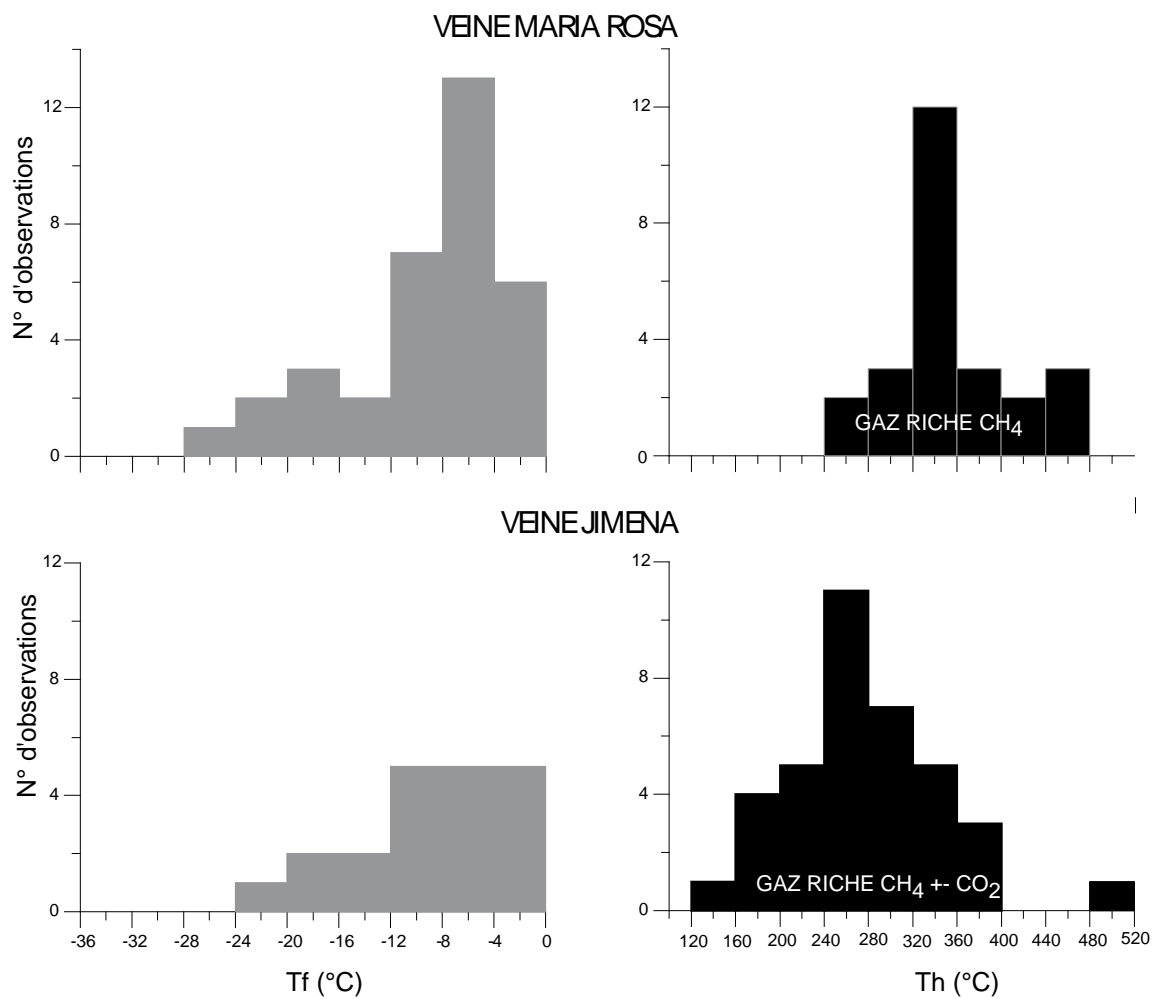




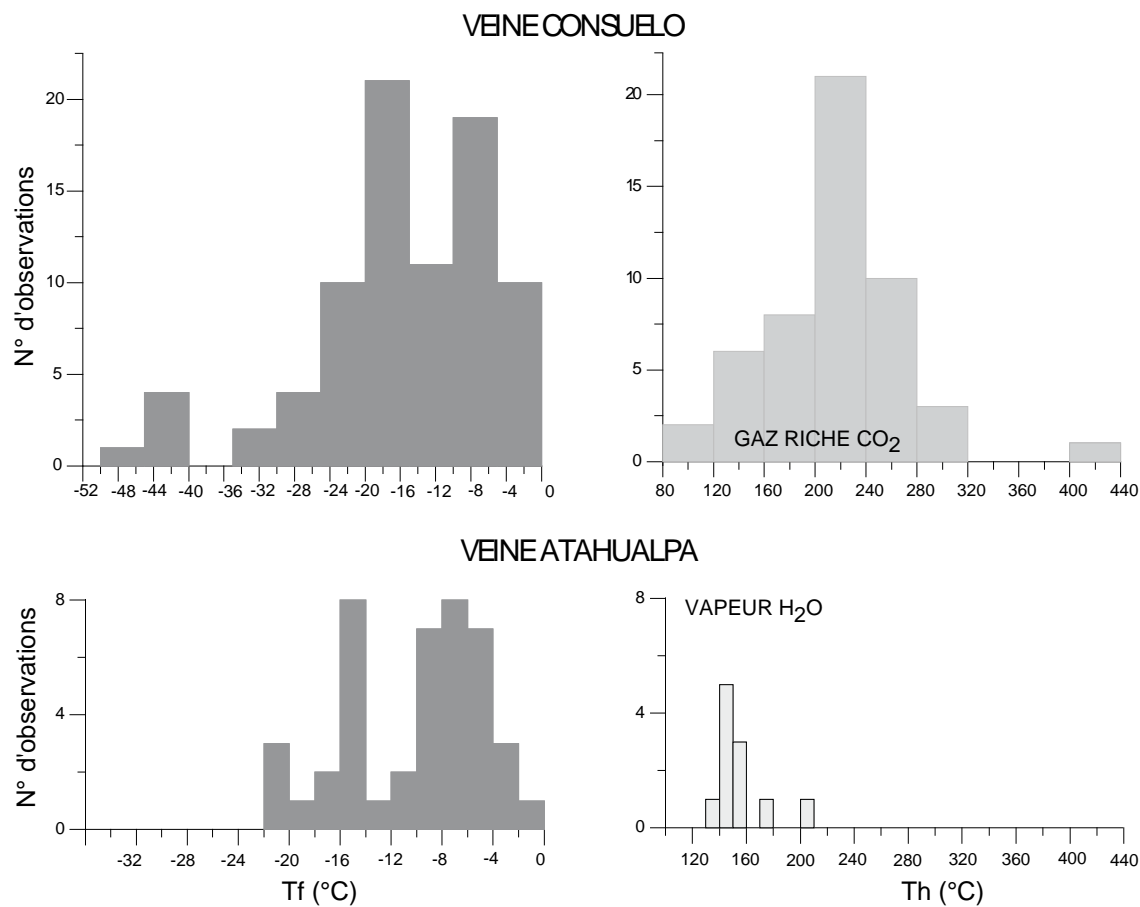
**Figure 6. 6. Morphologie des inclusions fluides de la deuxième phase minérale dans la sphalérite. Microphotographie en lumière transmise.**



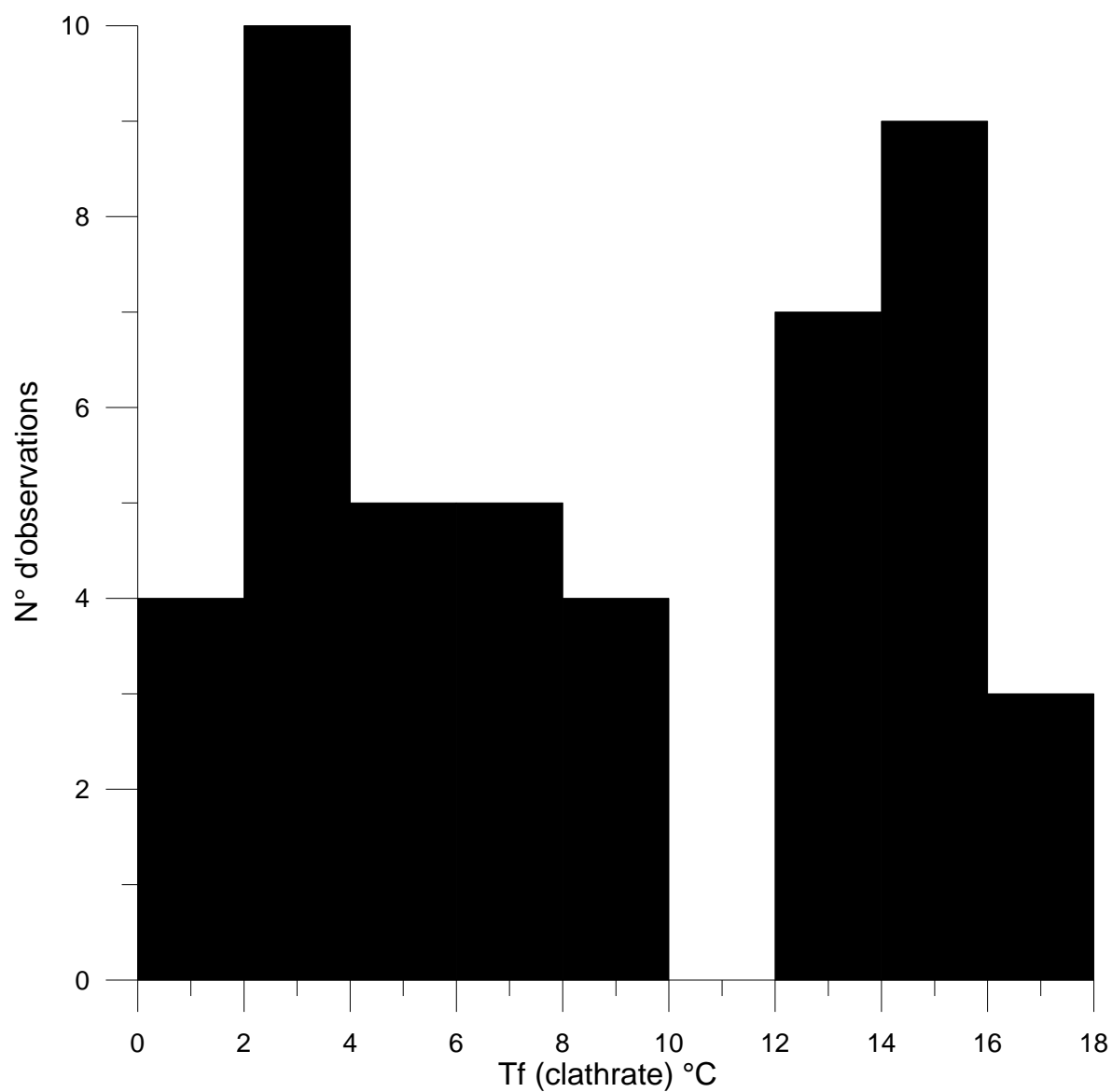
**Figure 6. 7. Morphologie des inclusions dans les carbonates (Carb). A) carbonate massif et B) carbonate en remplissage de veinule associée à la chlorite (zone d'or libre). Microphotographie en lumière transmise.**



**Figure 6. 8. Diagrammes binaires de thermométrie pour les températures de fusion (Tf) de la glace et d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides.**

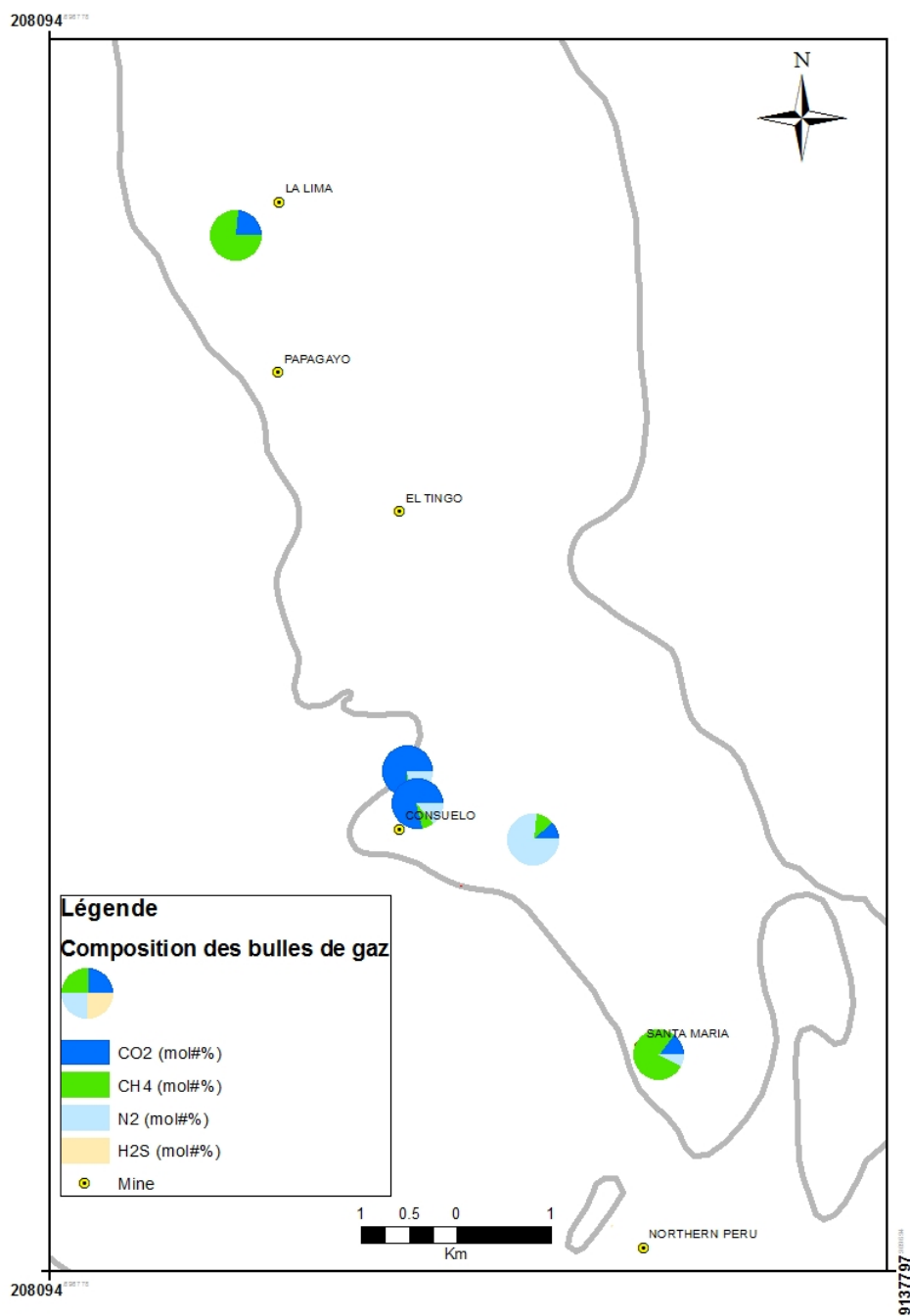


**Figure 6. 9. Diagrammes binaires pour les températures de fusion de la glace (Tf) et d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides.**

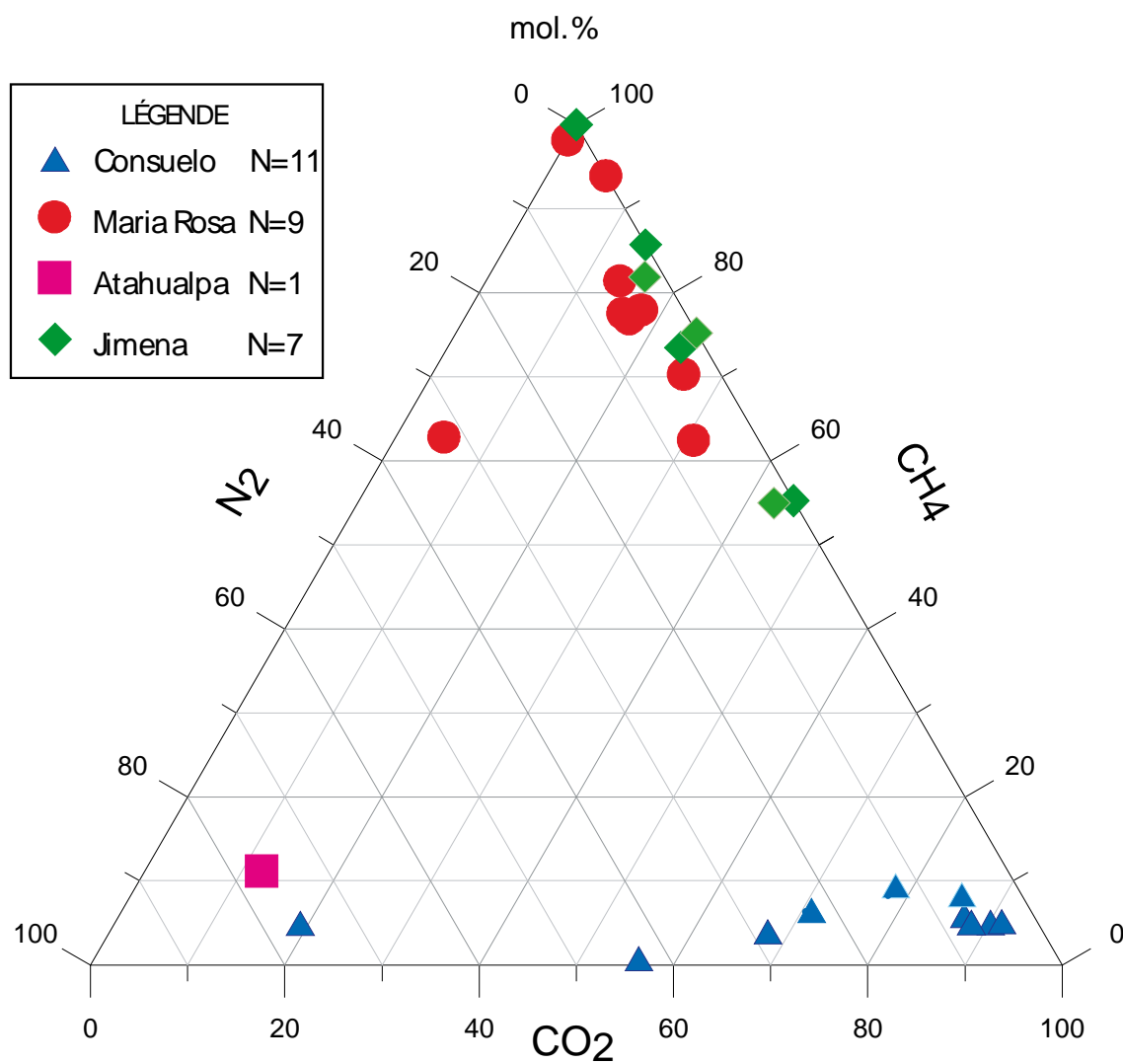


**Figure 6. 10. Diagrammes binaires pour les températures de fusion du clathrate (Tf) selon 47 déterminations sur des inclusions fluides.**





**Figure 6. 11.** Carte de la distribution des échantillons analysés par spectrométrie Raman et illustrant leur composition relative en gaz (sans H<sub>2</sub>O). Les résultats montrent que pour les échantillons de la mine Consuelo, les bulles de gaz sont riches en CO<sub>2</sub> alors qu'à la veine Atahualpa, les gaz sont riches en N<sub>2</sub>, et qu'à la mine Santa Maria et Papagayo, ils sont plutôt riches en CH<sub>4</sub>. Le H<sub>2</sub>S est pratiquement absent partout.



**Figure 6. 12. Diagramme ternaire  $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-N}_2$  montrant la composition des gaz dans les inclusions fluides de la phase métallique. Résultats de la spectrométrie Raman normalisés à 100%.**

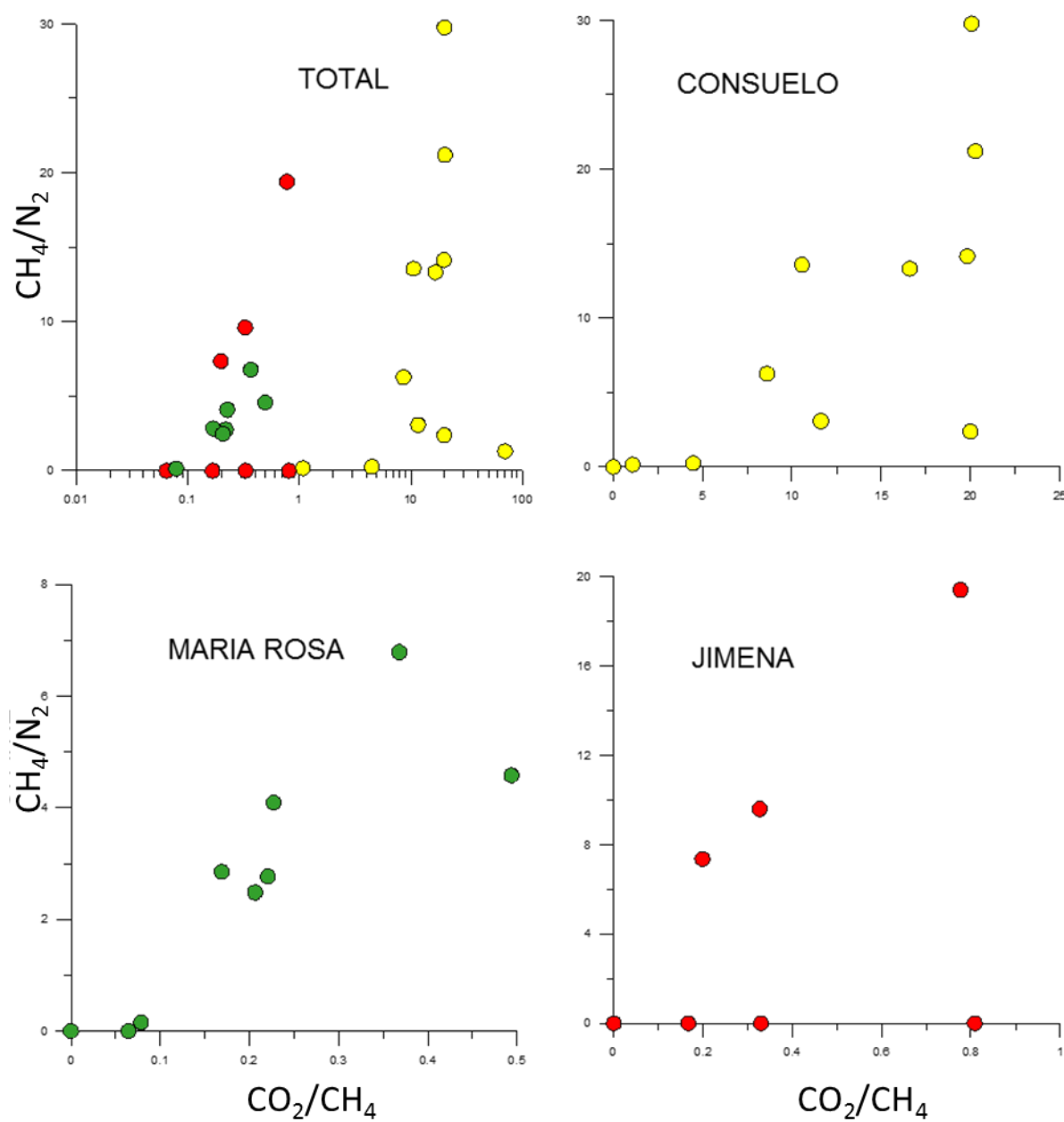
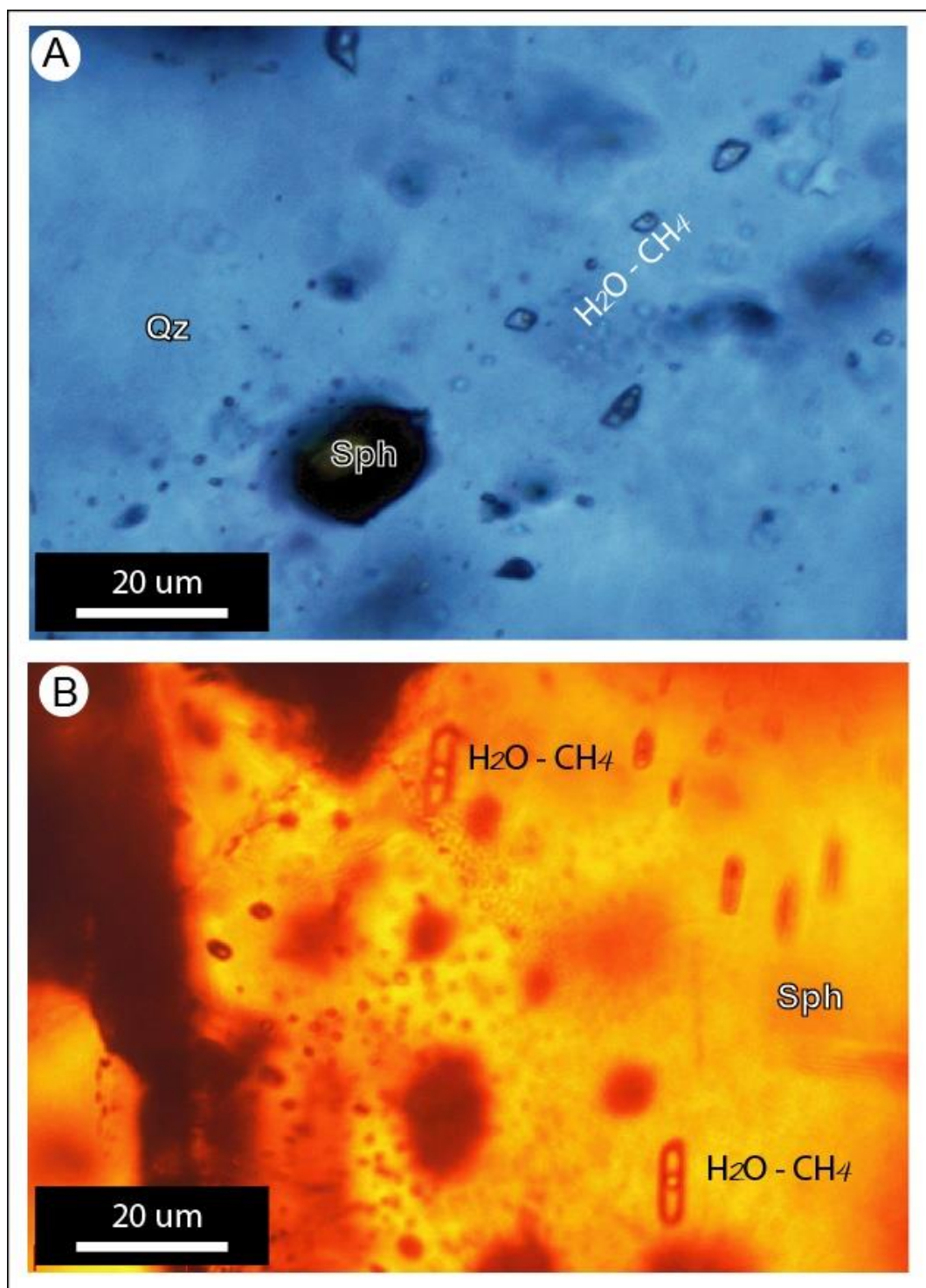
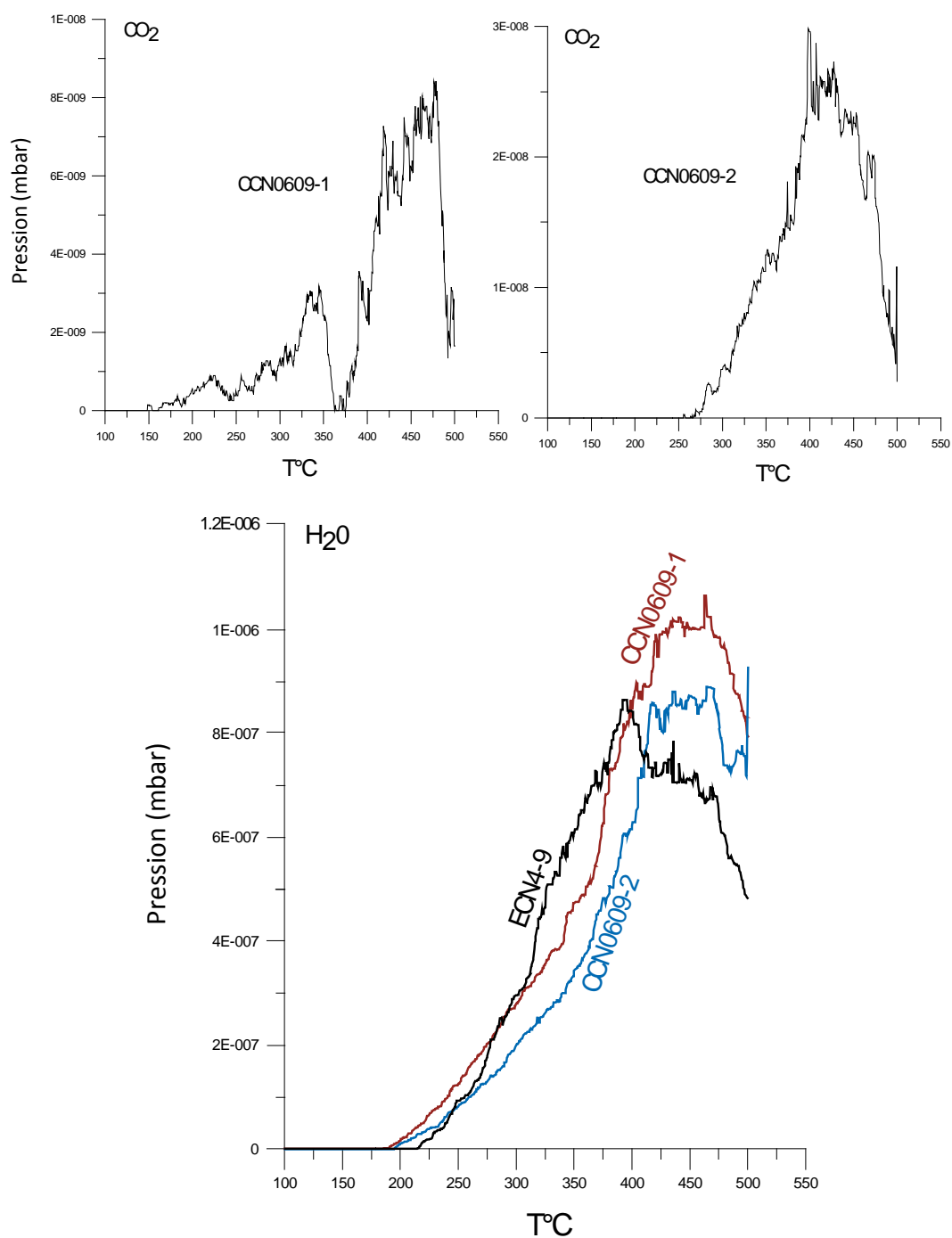


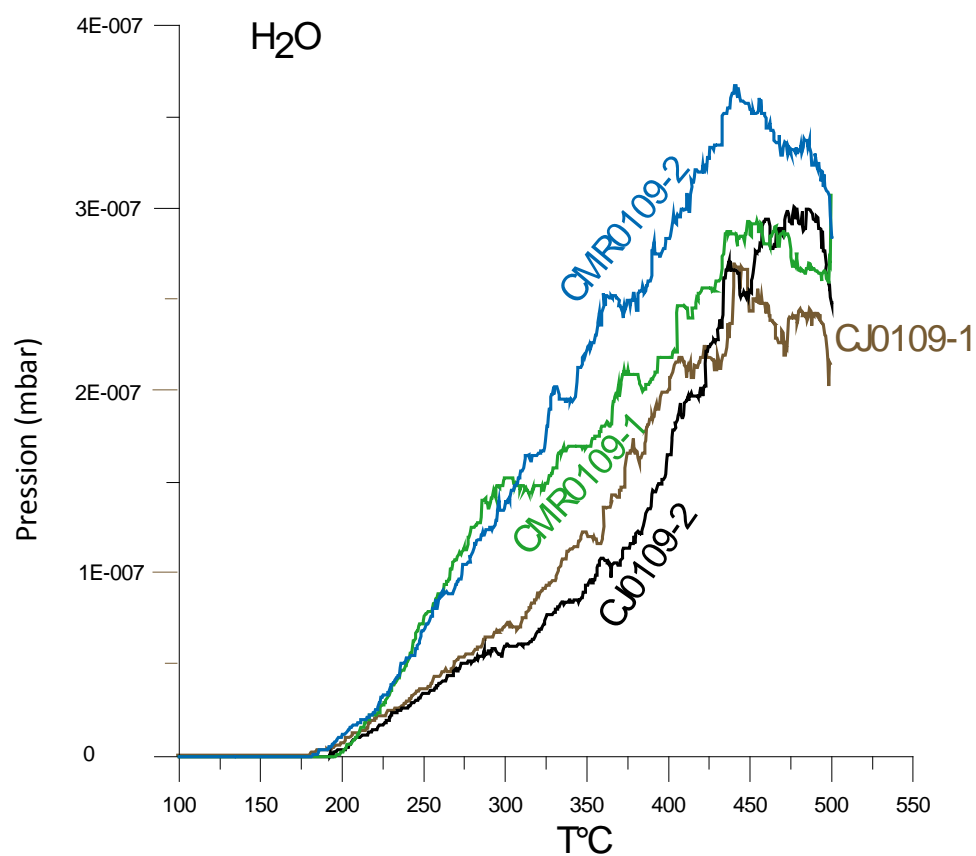
Figure 6. 13. Diagrammes binaires de  $(CH_4/N_2)/(CO_2/CH_4)$  pour la composition en gaz des inclusions fluides des veines Consuelo, María Rosa et Jimena.



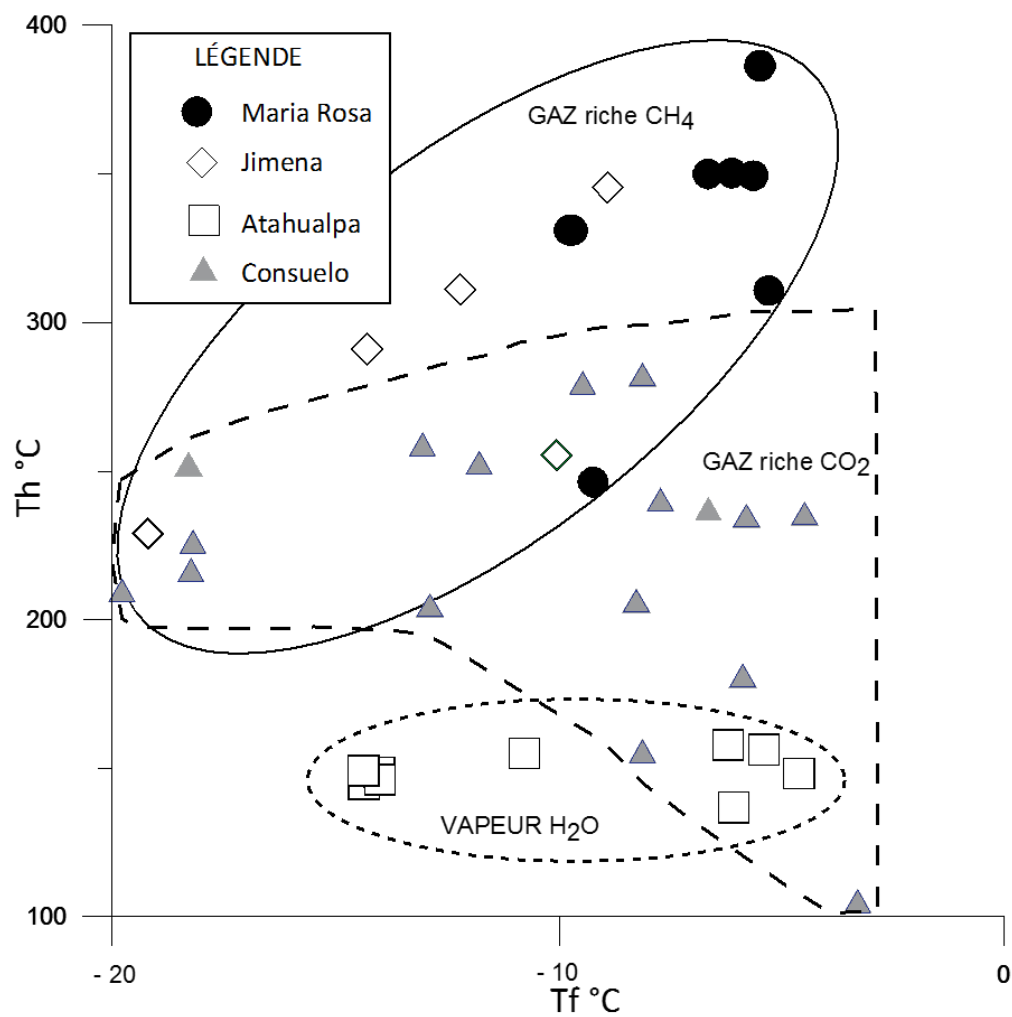
**Figure 6. 14. Inclusions aqueuses avec bulles de gaz riches à CH<sub>4</sub> et leur relation avec la sphalérite. A) inclusions à CH<sub>4</sub> dans le quartz, alignées avec la sphalérite, B) inclusions à CH<sub>4</sub> dans la sphalérite. Microphotographie en lumière transmise.**



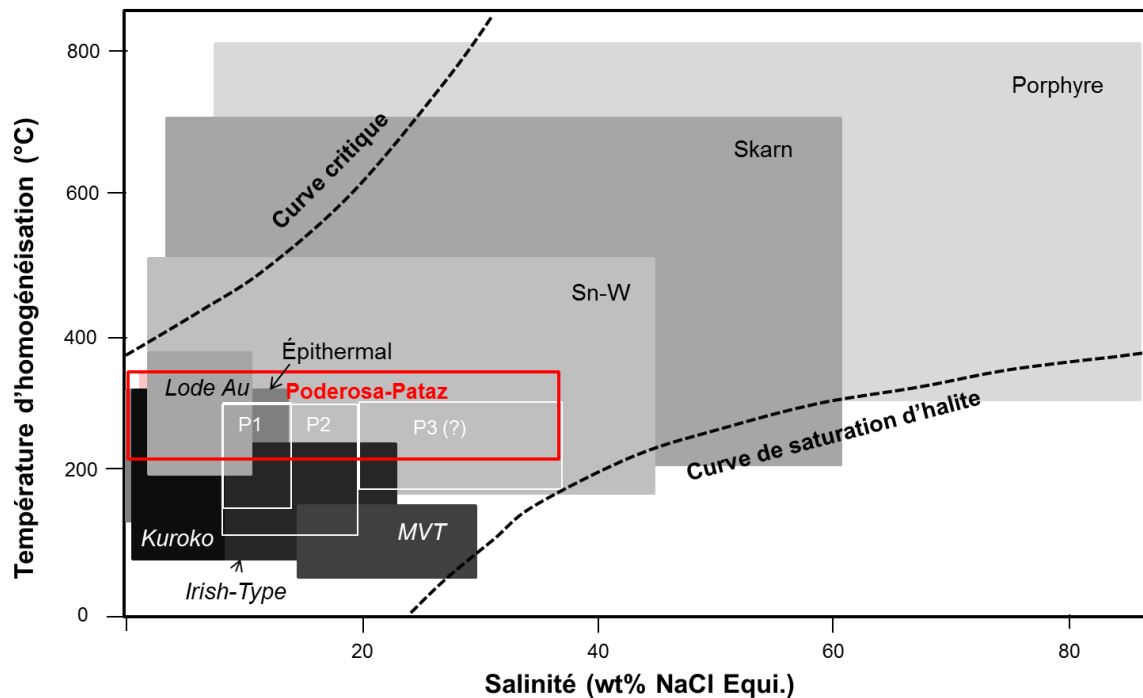
**Figure 6. 15.** Composition des inclusions fluides des échantillons de la veine Consuelo, selon les analyses par spectrométrie de masse en fonction de la température de décrépitation (température de relâchement). Il faut noter que la composition est dominée par la présence d'eau et quelques traces de CO<sub>2</sub>.



**Figure 6. 16.** Composition des inclusions fluides des échantillons de la veine Jimena et María Rosa, selon les analyses par spectrométrie de masse en fonction de la température de décrépitation (température de relâchement). Il faut noter que la composition est dominée par l'eau.



**Figure 6. 17. Diagrammes binaires de Th °C/Tf °C pour la composition en gaz des inclusions fluides, illustrant les trois principaux types d'inclusions fluides de la phase métallique.**



**Figure 6. 18.** Diagramme binaire comparatif de la température d'homogénéisation sur la salinité (tiré et modifié de [Wilkinson, 2001](#)). P1 et P2 sont des résultats obtenues par [Haeberlin et al. \(1990\)](#), ainsi que par [Schreiber et al. \(1990\)](#). Pour le cas de P3, dû à la présence de cubes de sel, les inclusions sont nécessairement de fortes salinités, comme celles documentées par [Schreiber et al. \(1990\)](#) au sud de la zone d'étude. Dans cette étude, les calculs de salinité pour P2 sont de faible à fort (carré rouge).



## CHAPITRE VII

### SYNTHÈSE, INTERPRÉTATION ET DISCUSSION : MODÈLE GÉNÉTIQUE

#### Introduction

Dans ce chapitre, toutes les observations et les interprétations des chapitres précédents sont intégrées avec comme but de définir un modèle de mise en place et de formation des minéralisations du district aurifère de Poderosa-Pataz. Après quelques généralités, qui permettront de définir le contexte de mise en place du gisement Poderosa-Pataz, les faits saillants des principaux chapitres seront revus et intégrés.

#### 7.1 Généralités

Les minéralisations aurifères appartiennent au type de gisement filonien logé dans une intrusion et sont liées à l'orogénèse Hercynienne ([Haeberlin et al., 2004](#)). De plus, le district aurifère de Poderosa-Pataz appartient à une ceinture

minéralisée très vaste, ceinture qui a une forte composante magmatique ([Scheiber et al., 1990](#); [MacFarlane et al., 1999](#)).

Selon la source des fluides, la genèse des minéralisations filoniennes peut être intégrée à l'intérieur de deux modèles : 1) orogénique ([Groves et al., 1998](#)) ; et 2) de filiation intrusive (oxydante ou réductrice : [Thompson et al., 1999](#); [Thompson et Newberry, 2000](#); [Lang et Baker, 2001](#)). Néanmoins, les études des différents gisements aurifères de type filonien à l'échelle de la planète présentent des caractéristiques qui se comparent à celles du district Poderosa-Pataz et d'autres qui constituent des exceptions par rapport aux caractéristiques établies pour chacun des modèles. Donc, le district étudié présente des caractéristiques communes aux deux modèles, tout en ajoutant de nouvelles caractéristiques. Les résultats de la présente étude supportent le modèle de filiation intrusive au sein de l'orogénèse hercynienne.

### **7.1.1 Contexte Tectonique**

La région est dominée par une tectonique compressive (trois orogénèses) et des cycles magmatiques qui se succèdent depuis le Protérozoïque. Présentement, la Cordillère des Andes se caractérise par des linéaments et des failles d'orientation NNO-SSE hérités de la première orogénèse (Brasilide). Ces failles résultent d'une tectonique compressive selon des contraintes de direction variable dans le temps entre E-O à N-S et à NO-SE, le tout entrecoupé par des phases d'extension ([Mégard, 1984](#); [Screiber, 1989](#)).

Le long de la Cordillère des Andes, spécifiquement dans le secteur oriental, le magmatisme, intrusif ou extrusif, a toujours été présent. On considère que ce magmatisme est généré par la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque continentale de l'Amérique du Sud (Chew *et al.*, 2007). Également, le métamorphisme profond, qui provoque le dégazage des roches profondes, est associé au même processus de subduction (Miskovick *et al.*, 2009).

Pour les roches magmatiques de la région, les unités intrusives ont été injectées à l'intérieur des roches précambriennes et paléozoïques (Lancelot *et al.*, 1978; Mégard, 1979; Carlier *et al.*, 1982; Bonhomme *et al.*, 1985; Schreiber, 1990; Vidal *et al.*, 1995; Sánchez, 1995; Haeberlin, 2002; Zapata *et al.*, 2005; Miskovick *et al.*, 2009). Leur distribution et leur géométrie suggèrent un fort contrôle structural lors de leur mise en place (figure 7.1).

### 7.1.2 Minéralisation

Les principaux gisements du Paléozoïque, dans le segment oriental de la Cordillère des Andes, sont divisés selon deux époques. Le premier événement minéralisateur a lieu entre l'Ordovicien et le Dévonien (Fornari *et al.*, 1988; Steinmüller, 1999; Tumialan, 2003). Les gisements sont à prédominance aurifère et sont localisés au sud de l'inflexion d'Abancay. Le deuxième événement survient entre la fin du Carbonifère et le début du Permien et se poursuit jusqu'au Trias (Steinmüller, 1999; Tumialan, 2003). Ces gisements sont localisés entre les inflexions d'Abancay et d'Huancabamba (figure 2.2). L'étude de ces gisements

(Soler *et al.*, 1986; Fornari *et al.*, 1988; Steinmüller, 1999; Tumialan, 2003) a démontré que les minéralisations de cette époque sont à métaux de base dans les roches sédimentaires, alors que celles encaissées dans les roches magmatiques et roches métamorphiques sont principalement aurifères.

### **7.1.3 Organisation des veines**

Les résultats de la présente étude ont permis de définir la géométrie des veines, leur texture, ainsi que leur paragenèse métallique.

Dans le district de Poderosa-Pataz, l'orientation des veines varie d'E-O à NNO-SSE avec des pendages variant de subhorizontaux à subverticaux vers le N, le NNE, le SE, et exceptionnellement en direction NO. Les veines à pendage modéré ont de grandes continuités latérale (>5 km) et verticale (>2 km). Ces veines forment des plans d'étendue variable vers les niveaux supérieurs et vers le NO du district. Dans certains secteurs (Mercedes et Jimena), les veines subhorizontales ont des formes sigmoïdes. Les veines sont d'épaisseur moyenne de 0,97 m, soit de 0,94 m pour les veines à faible pendage et de 1,02 m pour celles veines à pendage modéré.

#### *Textures des veines*

Les veines de Poderosa-Pataz présentent plusieurs textures, certaines sont primaires comme le rubanement lié aux multiples épisodes d'ouverture et de remplissage des veines. D'autres textures sont secondaires comme celles

laminées qui sont reliées à la déformation tardive. La texture rubanée primaire prédomine sur la texture laminée. La superposition de la texture laminée sur la texture rubanée est un phénomène qui a été documenté par [Lavoie \(2008\)](#) et [Tremblay \(2012\)](#). De plus, [Witt \*et al.\* \(2016\)](#) indiquent également que la texture laminée se retrouve en général à la bordure des veines, et que son développement est associé à la fracturation et à la réactivation des veines. La texture bréchique est développée dans quelques secteurs où elle est définie par des fragments de la roche encaissante et par des morceaux de quartz et de pyrite de première génération. Les textures laminées et bréchiques sont caractéristiques des gisements mésothermaux ([Sibson \*et al.\*, 1988](#)). Pour [Veanrcombe \(1993\)](#), la texture de remplissage d'espaces ouverts est présente surtout dans les gisements porphyriques et ceux mésothermaux plutoniques, alors que la texture laminée serait une texture de déformation tardive, pouvant se développer à tous les niveaux de la croûte. En conséquence, les textures primaires des veines à Poderosa-Pataz peuvent avoir été développées de la mésozone à l'épizone et ne constitue pas un paramètre diagnostique.

L'examen textural, basé sur les relations entre les sulfures et les microfractures, a révélé une chronologie comme suit: phase 1 de quartz – arsénopyrite – pyrite, sphalérite et galène en traces; phase 2 à pyrite – galène – sphalérite – chalcopryrite – sulfosel (en traces) – quartz – carbonates – or ; et une phase 3 à carbonates.

### *Processus de formation des veines*

La paragenèse minérale, les textures, les contrôles structuraux ou lithologiques et les attitudes des veines, ainsi que la géométrie et l'étendue des veines dans le champ filonien de Poderosa-Pataz, indiquent une formation par un processus multiphasé d'ouverture et de remplissage des fractures par un mécanisme d'extension dominé par la pression des fluides. Ce mécanisme est commun pour la formation des veines dans tous les gisements encaissés au sein du batholite de Pataz.

### *Zonalité métallique*

À l'échelle du district, la variation de la relation Au/Ag est sectorisée. Ainsi des zonalités verticales (profondeur) et latérales sont reconnues. La zonalité verticale s'exprime par des variations du contenu en sulfosel dans la galène des veines, en relation directe avec la teneur d'argent sous la forme d'électrum. Le contenu en sulfosel et la teneur en argent sont plus élevés dans les veines formées dans les niveaux supérieurs. La zonalité latérale s'exprime par des teneurs en argent plus élevées dans les veines de la partie sud du district, alors que les valeurs élevées au nord du district sont beaucoup moins communes. La mine Consuelo définit la transition entre la partie nord et sud du district. Cette zonalité argentifère a des implications génétiques importantes. Il faut rappeler ici que la minéralisation dans le secteur nord correspond au plus bas niveau du district et qu'elle a une continuité verticale de près de 2 km. En conséquence, dans

le secteur sud, la minéralisation, qui correspond à la partie plus sommitale du système hydrothermal ( $>Ag$ ), aurait donc la possibilité d'être encore plus continue verticalement, soit sur plus de 2 km, voir 3 km ou même 4 km.

### *Introduction de l'or*

La venue de l'or dans les veines s'est faite selon deux épisodes. Un premier épisode est sous la forme d'or microscopique et/ou « d'or invisible » associés à la pyrite et en proportion moindre à l'arsénopyrite de la première phase de sulfures. Un deuxième épisode, sous la forme d'or libre à la fin de la deuxième phase de sulfures, est associé en majeure partie à la pyrite et en moindre proportion à l'arsénopyrite, à la galène et au quartz.

### *Altération hydrothermale*

L'altération hydrothermale des épontes est généralement très faible et composée de séricite, chlorite et carbonates. L'absence de minéraux oxydés et la minéralogie de l'altération sont typiques des réactions chimiques induites par des solutions neutres à acides (Lu *et al.*, 1996) dans des conditions réductrices. Witt *et al.* (2016) proposent que la présence d'illite dans les zones d'altération pourrait résulter de la transformation d'un mica blanc phengitique en illite et ce, en lien avec l'activité hydrothermale d'origine magmatique pendant le soulèvement de la région.

#### **7.1.4 Géochimie des pyrites**

Sur la base de l'association entre la pyrite et l'or, les analyses au LA-ICP-MS et à la microsonde ionique ont révélé la présence de deux groupes de pyrite dans les filons aurifères. Le premier groupe, qui inclut les pyrites de la première (Py-Ia et Py-Ib) et de la deuxième (Py-IIa) phase de sulfures, est affecté par un processus hydrothermal tardif qui a changé la composition originale des pyrites. Les pyrites du deuxième groupe (Py-IIb) ont une composition homogène, arrivent tardivement et constituent la dernière phase de la formation de sulfures. Elles sont tardives par rapport à l'introduction de l'or dans les veines.

La géochimie des pyrites du premier groupe se caractérise par des teneurs élevée ou faible en arsenic, ainsi que par des traces d'or déposées lors de la formation de la pyrite primaire. La zonalité en arsenic de la pyrite s'exprime sous la forme de zones riches en arsenic le long des fractures et le long de certaines bordures. Les zones pauvres en As présentent des concentrations plus élevées d'or invisible sous la forme d'inclusions. Au contraire, l'or libre est présent dans les zones riches en arsenic et dans l'interface entre les zones riches et pauvres en arsenic. Cet enrichissement en As des pyrites est lié à la circulation de fluides hydrothermaux relativement tardifs qui ont changé la composition primaire des pyrites. Il s'agit donc d'un événement clé dans la formation du gisement.

Les pyrites du deuxième groupe (Py-IIb), tout comme la pyrite primaire du premier groupe, sont pauvres en arsenic, et elles ne montrent pas d'évidence de la



superposition par les fluides hydrothermaux riches en arsenic. D'autre part, dans les zones pauvres en As, le ratio Au/Ag est  $<1$  ce qui contraste avec les gisements du type orogénique où le ratio commun Au/Ag est  $>5$  (Groves *et al.*, 1998).

En accord avec le modèle proposé pour la précipitation de l'or par la différence de conductivité dans les pyrites, les pyrites enrichies en As fonctionnent comme un filtre électrochimique qui induit la précipitation de l'or à différents niveaux crustaux, tel que présenté dans le schéma de la **figure 7.2**.

Dans cette étude, bien que la géochimie des pyrites soit limitée à quelques secteurs ( $n=4$ ) pour proposer une zonalité minérale, il est intéressant de noter que dans les zones pauvres en As de la pyrite de la veine San Pedro (niveau 3640 m), les valeurs d'Ag et de Sb sont très élevées par rapport à celles dans les autres veines : Maria Rosa (niveau 2410 m), Jimena (niveau 1987 m) et Karola (niveau 1605 m). Les zones pauvres en As correspondent aux compositions primaires des pyrites. En conséquence, cela est cohérent avec la zonalité argentifère, impliquant que le secteur sud du district expose la partie supérieure du gisement, soit des pyrites primaires enrichies en Ag et Sb.

#### **7.1.5 Isotopes $^{34}\text{S}$ et $^{18}\text{O}$**

Les isotopes  $^{34}\text{S}$  et  $^{18}\text{O}$  montrent une signature qui se superpose dans le champ des sources magmatique et métamorphique. Ces valeurs isotopiques ne sont donc pas discriminantes d'une manière absolue. Cependant, le rapport

isotopique du soufre de la pyrite au sein d'un dyke d'aplite est similaire à certaines valeurs  $^{34}\text{S}$  des pyrites des veines aurifères, suggérant un lien génétique entre la fin du magmatisme (aplite) et les veines aurifères.

En considérant les rapports isotopiques  $\delta^{34}\text{S}$ , deux générations principales de phases de sulfures accompagnés de quartz remplissent les veines. La différence isotopique entre les groupes de pyrites (+1,88 à +4,4‰ (n=12) et < +1,9‰ (+0,77 à +1,9‰ n=10), peut suggérer : 1) deux générations distinctes de pyrites ; ou 2) un rééquilibrage de la pyrite primaire dû à la circulation de fluides hydrothermaux tardifs. Cette dernière interprétation est favorisée pour les raisons suivantes :

- 1) la signature isotopique des groupes est aussi liée avec leur dimension (pyrite fine versus pyrite grossière) ;
- 2) la signature isotopique faible ( $\delta^{34}\text{S} < 2\text{‰}$ ) est associée aux pyrites fines ; et
- 3) les pyrites fines sont uniquement documentées dans les vecteurs minéralisés, là où les fluides hydrothermaux, dont ceux riches en arsenic, pourraient avoir changé la composition initiale des pyrites primaires grossières lors des nombreux événements de fracturation et de circulations hydrothermales.

En termes des conditions redox, le fractionnement isotopique du  $^{34}\text{S}$  est cohérent avec des conditions réductrices du système hydrothermal. Enfin, les

paires isotopiques indiquent que la température de formation des sulfures est comprise entre 250 et 370°C.

Pour les isotopes de soufre, une valeur près de 0‰ est considérée comme magmatique. Dans le cas présent, les pyrites fines, associées à la phase de minéralisation ont des valeurs faibles (+0,77 à +1,9‰), très près des valeurs magmatiques. De plus, une analyse de pyrite dans une aplite a livré une valeur (+3,8‰) très similaire aux valeurs des pyrites grossières (+1,88 à +4,4‰). Ces relations suggèrent que le soufre est dérivé des aplites (magma résiduel) pour les pyrites grossières (première phase) et que la phase de minéralisation, avec des valeurs isotopiques encore plus basses, dérivent également d'une source magmatique.

Pour les isotopes d'oxygène, les valeurs analytiques sur les grains de quartz des veines encaissées dans l'intrusion sont relativement restreintes, variant de +12,38 à +16,00‰. Des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide de  $5 \pm 2$ ‰ ont été calculées avec l'équation de [Clayton \*et al.\* \(1972\)](#) à 300°C et l'origine des fluides apparaît aussi bien métamorphique que magmatique au sens strict. Au final, les valeurs isotopiques de l'oxygène pour discriminer l'origine des fluides ne sont pas déterminantes.

Toutefois, pour les isotopes d'oxygène, il existe une zonalité régionale qui est mieux développée verticalement que latéralement. Cette zonalité est interprétée comme le résultat de l'évolution des fluides magmatiques qui

s'enrichissent en  $^{18}\text{O}$  au fur et à mesure que ceux-ci montent vers les niveaux supérieurs. Cette variation des valeurs isotopiques correspond également à un refroidissement des fluides hydrothermaux vers la paléo-surface.

#### **7.1.6 Inclusions fluides**

La phase métallique du gisement Poderosa-Pataz est associée à des fluides hydrothermaux riches en  $\text{H}_2\text{O}$ . Ces fluides sont acheminés au sein de différents conduits répartis sur l'ensemble du district. Le fluide hydrothermal primaire est aqueux et renferme de faibles teneurs en  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$ . Ces composants sont interprétés comme primaire, ou comme le résultat de l'interaction des fluides avec l'encaissant intrusif et les roches métamorphiques qui entourent l'intrusion.

Pour le cas de la veine Consuelo, le contenu en  $\text{CO}_2$  et la salinité élevée sont expliqués par la migration verticale des fluides hydrothermaux avec peu d'interaction avec les roches métamorphiques (peu de gain de  $\text{CH}_4$ ). De plus, comme cette veine est interprétée comme étant formée dans des conditions plus superficielles (sulfosel, riche en Ag et température plus faible). Il est interprété que le  $\text{CO}_2$  résulte de réactions d'oxydation du  $\text{CH}_4$  et que la salinité plus forte résulte de processus successifs d'ébullition en profondeur.

Au final, la composition initiale du fluide minéralisateur est donc essentiellement aqueuse, réductrice et faiblement enrichie en  $\text{CH}_4$ . Sur une base comparative, les fluides de Poderosa-Pataz s'apparentent plus à ceux des

gisements porphyriques et épithermaux, appuyant ainsi une origine magmatique des fluides.

## 7.2 Discussion

Dans cette section, les caractéristiques cohérentes avec des composantes thermales et structurales sont présentées, pour faire ressortir des associations significatives. La question abordée dans ce travail consiste à établir si le batholite de Pataz a joué un rôle actif dans le processus de formation des gisements ou s'il est simplement un réceptacle passif. Enfin, les caractéristiques des fluides minéralisateurs sont présentées et discutées en lien avec la littérature pour préciser le modèle métallogénique.

### 7.2.1 La composante thermique

Le modèle magmatique hydrothermal implique un lien génétique très fort entre le magmatisme et la minéralisation. Dans ce cas spécifique, l'intrusion agit comme un moteur thermique à la circulation des fluides hydrothermaux, sans égard à leur origine. Les points suivants sont compatibles avec ce concept.

- 1) La relation temporelle entre la minéralisation et la mise en place du magmatisme au permien-carbonifère ([Scheiber et al., 1990](#); [MacFarlane et al., 1999](#)) suggère fortement, qu'au niveau régional, la minéralisation, en tant que telle, est principalement liée à l'hydrothermalisme qui dérive

d'une source magmatique (Scheiber et al., 1990; Sillitoe et Thompson, 1998; MacFarlane *et al.*, 1999; Sillitoe, 2008; Witt *et al.*, 2016).

- 2) Le long de la ceinture aurifère, les injections magmatiques et la minéralisation sont acheminés et contrôlés par les failles régionales d'orientation NNO, par les failles sécantes d'orientation NO-SE (proche O-E) et par les failles conjuguées d'orientation NE. Ces relations impliquent que la disposition des corps intrusifs (p.ex. ceux qui forment le batholite de Pataz et les dykes) soit reliée à un contrôle structural.
- 3) Les températures obtenues par les études isotopiques indiquent un abaissement des températures des filons profonds vers les filons plus élevés. Ce refroidissement vers le sommet du système est aussi cohérent avec la diminution du rapport Au/Ag vers les niveaux plus élevés du district.

### **7.2.2 Composante structurale**

La composante structurale implique que l'intrusion n'a que pour seul rôle de fournir un cadre favorable pour la formation des fractures qui seront le site de la circulation de fluides hydrothermaux. La composante structurale est indépendante de la source des fluides et de l'or. Voici les faits saillants de la composante structurale.

Les résultats des analyses structurales, ainsi que les relations chronologiques (chapitres II et III) entre les différentes structures et phases de

remplissage des veines, permettent d'élaborer un modèle qui explique la relation entre les grandes failles régionales senestres sécantes, d'orientation générale NO-SE avec la minéralisation. En outre, les failles sont produites par la déformation continue depuis l'orogénèse brasilide entre 600 et 660 Ma (Martinez *et al.*, 1972; Laubacher et Mégard, 1985). Donc, la première phase de fracturation contrôle la disposition préliminaire de l'intrusion et ses phases intrusives subséquentes. Par la suite, dans le processus de formation du champ filonien, les anomalies structurales (failles, fractures et contacts lithologiques) générées lors de la première phase sont reprises pour acheminer les fluides hydrothermaux et les piéger (figure 7.2).

À Poderosa-Pataz, l'épaisseur des filons est due à la capacité de dilatance, qui est contrôlée par: 1) la variation de l'inclination des structures ; 2) par l'intersection des failles ; et 3) par les déflexions le long des plans de veines. La plupart des vecteurs minéralisés sont orientés au NE et associés à des failles de même direction qui elles sont des conjuguées aux failles E-O.

Pour comprendre la distribution des veines à Poderosa-Pataz, il est nécessaire d'établir le rôle de la tectonique tardive (post-minéralisation). Il est connu que, dans les Andes orientales, le chevauchement de structures paléozoïques par celles mésozoïques est de l'ordre de la centaine de mètres jusqu'au kilomètres (Mégard, 1984). Donc, on peut suggérer que dans un premier temps, les blocs intrusifs se développent à la faveur des failles inverses inclinées vers le NE. Dans un deuxième temps, le contexte compressif de la phase tardi-

hercynienne passe à un contexte d'extension durant la phase hercynienne terminale (Martinez *et al.*, 1972), ce qui a pour effet de déplacer les blocs dans un mouvement normal. Selon Haeberlin *et al.* (2004), la formation des veines aurifères se fait durant l'orogénèse hercynienne, mais dans la phase en compression (tardi-hercynienne). Troisièmement, l'orogénèse andine postérieure se manifeste par des cycles de compression et d'extension qui affectent la région. Dans les veines, les résultats de ces mouvements sont : 1) la duplication des veines ; 2) l'étranglement des veines ; et 3) la génération de la texture laminée tardive.

### 7.2.3 Nature des fluides

La source de chaleur et la composante structurale ne constituent pas en soit une réponse à la question initiale, à savoir l'origine de la minéralisation. Les deux modèles (magmatique hydrothermal et orogénique) trouvent leur application pour le cas de Poderosa-Pataz. La réponse réside plutôt dans la nature des fluides minéralisateurs à savoir magmatique ou métamorphique. Pour interpréter l'origine des fluides, plusieurs caractéristiques essentielles sont à considérer et seront discutées ci-dessous, à savoir : 1) la température ; 2) le liant de l'or ; 3) la composition isotopique du S et O de la minéralisation ; 4) la composition en volatiles des fluides ; et 5) la salinité des fluides.



### **7.2.3.1 Température des fluides hydrothermaux**

La température des fluides hydrothermaux est un paramètre discriminant lorsque celle-ci est supérieure à environ 500°C. Les fluides dérivent alors inévitablement du dégazage magmatique. Dans le cas présent, les températures documentées à partir des paires isotopiques de sulfures, de la chlorite et des inclusions fluides sont bien en dessous du 500°C, indiquant que la température des fluides n'est pas discriminantes.

### **7.2.3.2 Nature du liant pour l'or**

Considérant que l'or ait précipité en grande partie par un mécanisme électrochimique, le liant et sa spéciation ne sont pas discriminants pour la source des fluides dans le cas présent. Par exemple, l'or pourrait avoir été transporté par un complexe chloruré ou par un complexe sulfuré et avoir été précipité par des réactions électrochimiques. Les complexes chlorurés sont communs pour les minéralisations magmatiques de type porphyrique ([figure 6.18](#)) alors que pour les minéralisations orogéniques, ce sont les complexes bisulfurés qui dominent ([Phillips et Powell, 2010](#)). Néanmoins, considérant la faible salinité relative des inclusions fluides des veines en général et la grande proportion de sulfures, le transport de l'or par des complexes bisulfurés est ici privilégié.

### 7.2.3.3 Composition en volatiles des fluides

La composition en volatiles des fluides magmatiques est très variable, étant influencée par la composition du magma et par les interactions des fluides expulsés avec les roches encaissantes au cours leur ascension et de leur refroidissement. À l'inverse, les fluides métamorphiques impliqués dans la formation des gisements aurifères sont relativement bien typés. Ils dérivent de la déshydratation métamorphique de roches volcano-sédimentaires à des conditions spécifiques et leur composition peut être modélisées par la thermodynamique (p.ex. [Phillips et Powell, 2009 et 2010](#); [Tomkins, 2010](#)). Ces fluides sont aqueux et renferment du CO<sub>2</sub> en quantité significative et en moindre proportion du CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, N<sub>2</sub>, Ar, H<sub>2</sub>, et H<sub>2</sub>S (p.ex. [Gaboury, 2013](#)). Dans ces fluides, la présence de CO<sub>2</sub> est fondamentale pour la formation des gisements aurifères, car le CO<sub>2</sub> agit comme un tampon pour conserver le pH du fluide dans une plage de solubilité optimale pour l'or ([Phillips et Evans, 2004](#)). Le CO<sub>2</sub> apparait donc une caractéristique discriminante quant à la source des fluides pour la formation des gisements aurifères. Dans le cas de Poderosa-Pataz, le CO<sub>2</sub> est local et restreint à la veine Consuelo, en raison de l'interaction du fluide hydrothermal avec la roche hôte et/ou de l'oxydation du CH<sub>4</sub> en CO<sub>2</sub>. De plus, les fluides primaires sont réducteurs et plus riches en CH<sub>4</sub> qu'en CO<sub>2</sub>. Ces caractéristiques sont donc plutôt compatibles avec une source magmatique pour les fluides hydrothermaux.

#### 7.2.3.4 Salinité des fluides

La salinité des fluides est un paramètre discriminant en métallogénie. Dans le cas de Poderosa-Pataz, les fluides sont faiblement à modérément salins, et tombent dans le champ des fluides magmatiques liés aux gisements épithermaux et porphyriques. À l'inverse, la salinité des fluides métamorphiques, impliqués dans la formation des gisements orogéniques est généralement très faible (< 5% Equi. Poids NaCl), car le sel n'est pas impliqué dans les réactions métamorphiques (Phillips et Powell, 2010).

#### 7.2.3.5 Origine des fluides hydrothermaux

Des différentes caractéristiques discutées ci-dessus, certaines ne permettent pas la discrimination (température et isotope d'oxygène) mais les autres pointent tous vers une source magmatique du fluide et du soufre. Cette interprétation confère donc d'une origine magmatique aux gisements de Poderosa-Pataz. Ceci est un résultat différent de l'interprétation de Haeblerlin *et al.* (2004) mais concordant avec l'étude de Witt *et al.* (2016).

### 7.3 Poderosa-Pataz : des filons aurifères de filiation intrusive

Le présent modèle de filiation intrusive a été documenté principalement à partir des études de Lang et Baker (2001), Stephens *et al.* (2004) et Baker *et al.* (2005) et les caractéristiques de ce modèle sont restreintes aux gisements d'Alaska et du Yukon. Néanmoins, Sillitoe et Thompson (1998) considèrent que les

caractéristiques minéralogiques peuvent être très variables, car celles-ci sont contrôlées par la chimie des intrusions. Selon leur association métallique, ces gisements peuvent être classés en 5 types: 1) Au-Fe oxydes de Cu ; 2) Au-Cu-Mo-Zn ; 3) Au-As-Pb-Zn-Cu ; 4) Au-Te-Pb-Zn-Cu ; et 5) Au-As-Cu-Bi-Sb. Selon cette classification, les gisements de la ceinture aurifère de Pataz correspondraient au type Au-As-Pb-Zn-Cu et Ag. D'autre part, [Witt et al. \(2016\)](#) ont proposé que la minéralisation dans le batholite de Pataz soit du type Au-Pb-Zn et qu'elle soit génétiquement liée au volcanisme de Lavasen (Lavasen-Esperanza).

Il faut néanmoins souligner que les gisements de Poderosa-Pataz possèdent des caractéristiques divergentes par rapport au type filiation intrusive ou « Intrusion-related gold system ». Par exemple, la quantité de sulfures est nettement supérieure et le mécanisme de précipitation est différent.

Au final, la grande contribution de ce projet est d'avoir démontré le lien génétique entre les intrusions calco-alcalines et la minéralisation aurifère. Cette démonstration a des implications académiques certes, mais également pratiques pour l'exploration. Académiquement, cette recherche démontre l'importance métallogénique des grands batholites calco-alcalins formés en contexte de subduction. Une analogie est à souligner ici avec le district de Carlin au Nevada, où l'origine de la minéralisation, longuement débattue ([Muntean et al., 2004](#)) est maintenant considérée comme magmatique, étant associée à un événement important de magmatisme calco-alcalin sous-jacent aux gisements aurifères

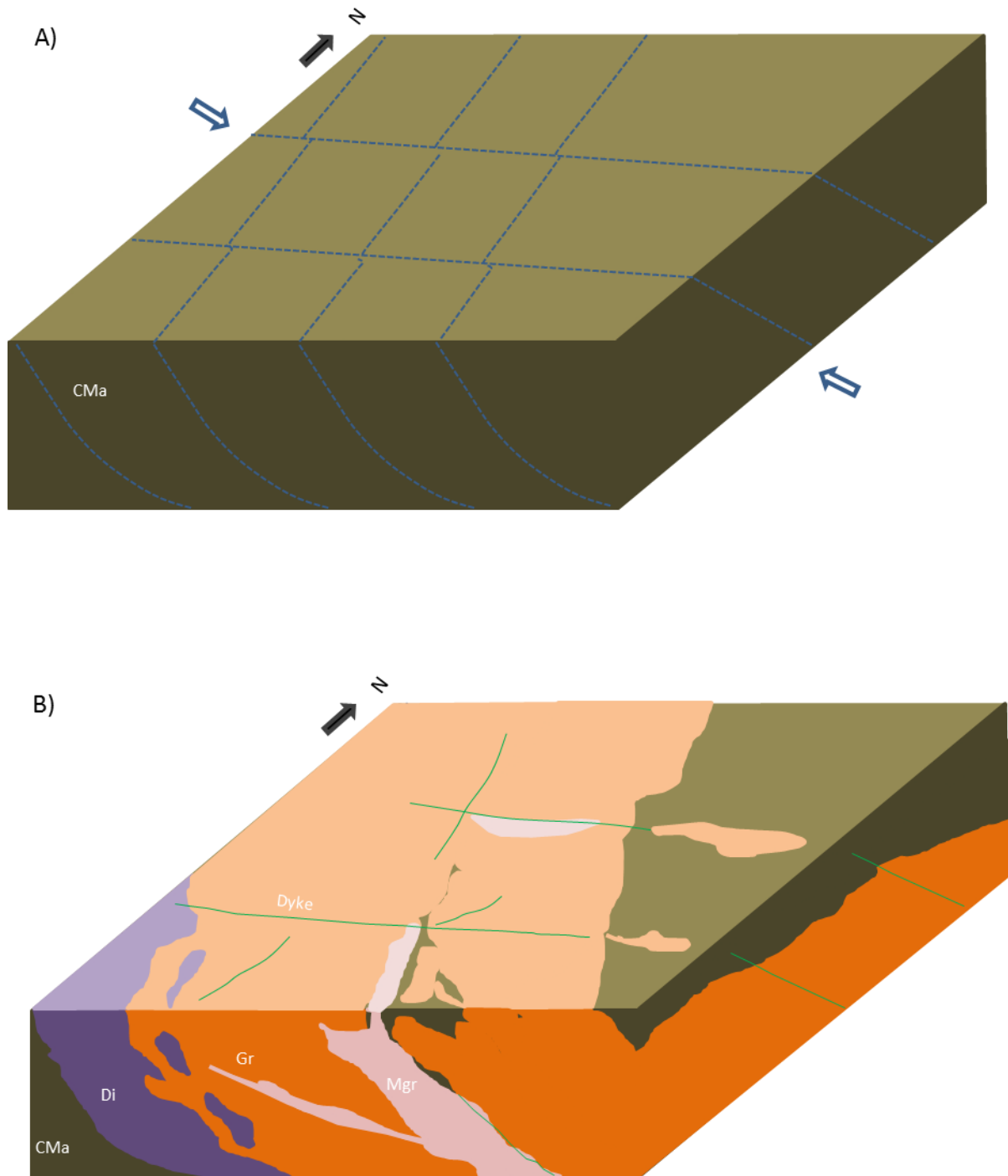
(Muntean *et al.*, 2011). Du point de vue de l'exploration, l'ensemble des batholites de la Cordillère des Andes devient prospectif.

## 7.4 Conclusions

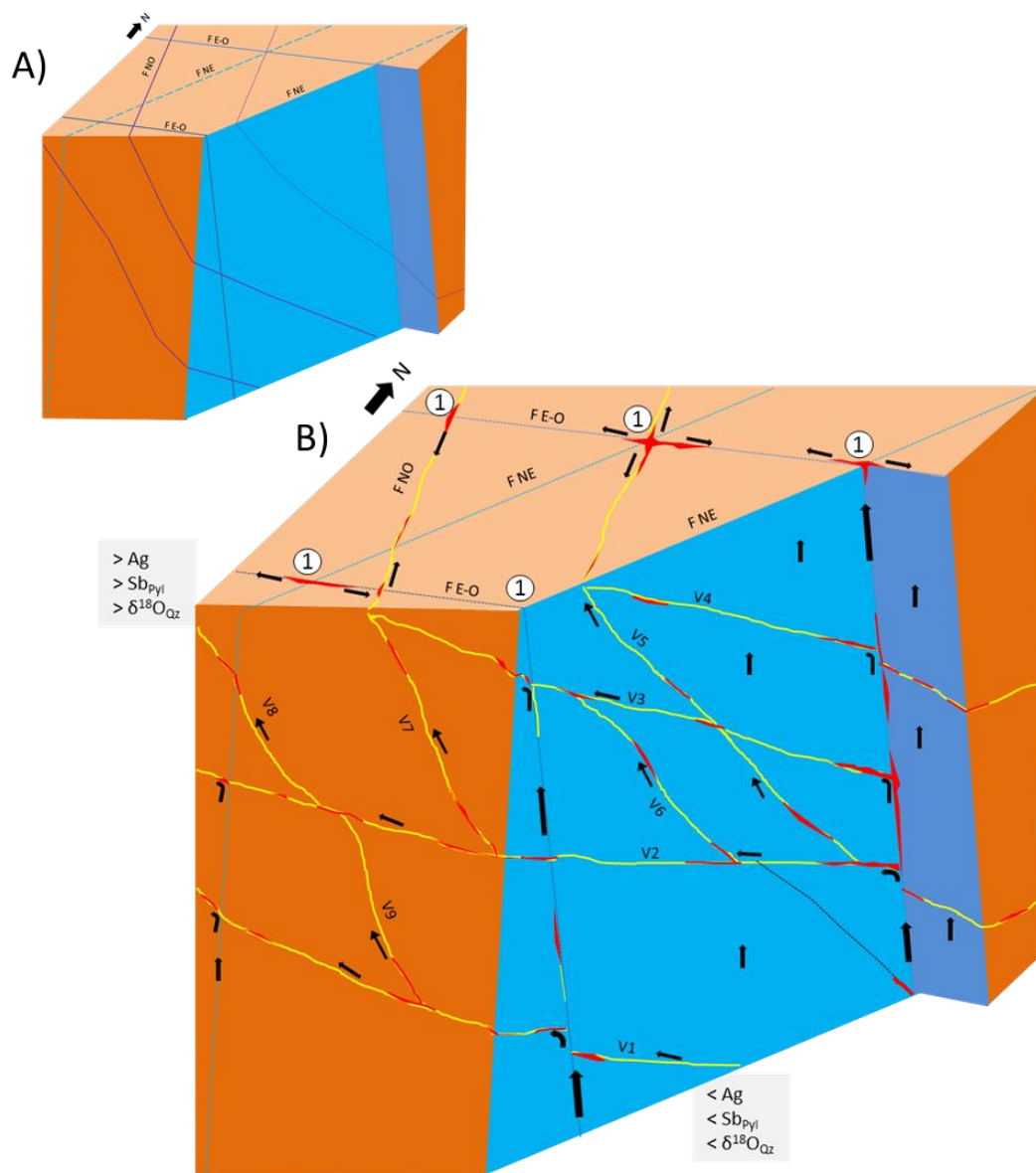
Ce projet de recherche visait à établir les processus et les contrôles de la minéralisation filonienne du district aurifère de Poderosa-Pataz au Pérou. Une emphase particulière a été portée sur la nature et l'origine des fluides et sulfures pour déterminer l'affiliation génétique. L'origine de la minéralisation est interprétée comme étant liée à l'activité magmatique et peut être décrite comme étant d'affiliation magmatique (figure 7.3). Les principales conclusions et implications sont résumées ci-dessous.

1. La minéralisation du district aurifère de Poderosa-Pataz a été formée à une profondeur <4 km et à des températures entre 220 et 365°C.
2. La précipitation des sulfures est contrôlée par la disponibilité du soufre en solution dans le système. Il y a deux phases principales de formation de sulfures et l'ordre de cristallisation est cohérent avec une partition isotopique au niveau de la formation de la pyrite, sphalérite et galène.
3. La minéralisation aurifère a été formée en deux phases : la première phase avec or invisible et la deuxième phase avec des particules d'or libre.
4. Le contenu en argent augmente vers les niveaux supérieurs, en accord avec une zonalité thermique du système hydrothermal.

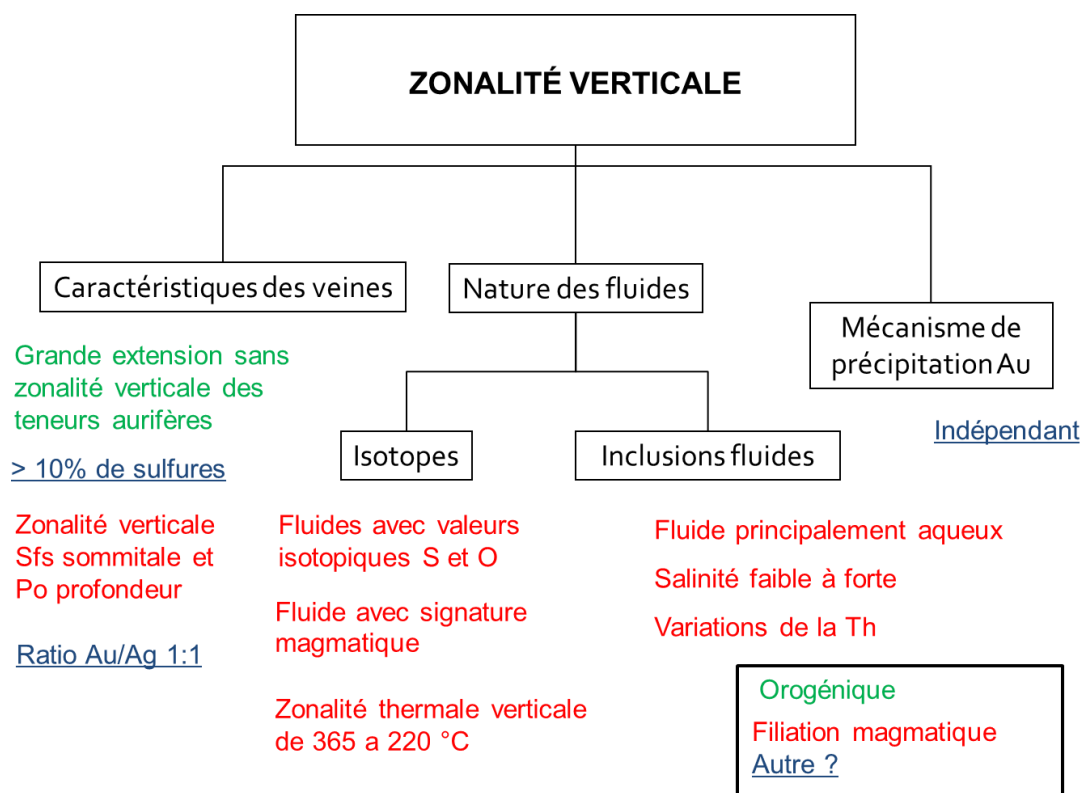
5. L'or libre a été précipité par un mécanisme de précipitation électrochimique, induit par un enrichissement hydrothermal en arsenic des pyrites. Ce modèle explique l'étendue latérale et verticale de la minéralisation aurifère et est indépendant des variations de pression et température.
6. Selon les inclusions fluides, les fluides ont des caractéristiques semblables aux gisements d'or épithermaux et porphyriques.
7. Les fluides hydrothermaux associés à la phase principale de minéralisation sont essentiellement réducteurs, aqueux avec des traces de  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  et avec peu de  $\text{CO}_2$ , caractéristiques plutôt compatibles avec des fluides magmatiques.
8. Les isotopes de soufre indiquent une transition entre le magmatisme (aplite) et l'hydrothermalisme, appuyant le modèle magmatique.
9. La source de l'or est probablement magmatique, malgré que les évidences qui confirment directement cette interprétation soient manquantes.
10. L'exploration vers l'est, dans la continuité du batholite, est recommandée, et ce tant que la superposition de blocs par compression est observée. De même, l'intersection des failles E-O avec celles d'orientation NE constitue la meilleure cible pour retrouver des minéralisations économiques.



**Figure 7. 1. Schéma montrant : A) Formation des failles qui recoupent le Complexe de Marañón (CMa), B) mise en place des intrusions (diorite (Di), granodiorite (Gr), monzogranite (Mgr) et dykes du batholite de Patatz contrôlée par des failles anciennes.**







**Figure 7. 3. Schéma montrant les principales caractéristiques du gisement Poderosa-Pataz qui sont compatibles avec une origine de filiation magmatique.**

## Références

- Abraitis, P.K., Pattrick, R.A.D., et Vaugan, D.J., 2004**, Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing* 74: 41-59.
- Abzalov, M., 2007**, Zarmitan granitoid-hosted gold deposit, Tian Shan belt Uzbekistan: *Economic Geology* 102: 519-532.
- Agar, B., 1998**, ASTER Mineral and Structural Mapping; Ariabamba-Suyobamba and La Lima-Pataz Areas; Compañía Minera Poderosa S.S.; Peru; Rapport interne, 12 p.
- Anderson, M.R., Rankin, A.H., et Spiro, B., 1992**, Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal South Africa: *European Journal of Mineralogy* 4: 933-948.
- André-Mayer, A., Léon Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F., et Rosas, J., 2002**, Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. *Mineralium Deposita* 37: 452-464.
- Angeles, C., 1994**, Geología del Prospecto Misquichilca (Provincia de Bolivar departamento de La Libertad). Informe Privado de Cia. Minera Poderosa: Lima, 20 p.
- Arehart, G.B., Chrysosoulis, S.L., et Kesler, S.E., 1993**, Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits; implications for depositional processes. *Economic Geology* 88: 171-185.
- Argüelles, V., et Vidal, C.E., 1982**, Geología de las zonas de Gigante y Alaska, I.1. Lima - Perú, Cia. Buenaventura Ingenieros, 12 p.
- Arias, D., Corretgé, L.G., et Villa, L., 1998**, A new source of isotopically heavy sulphur in lode-gold deposits of NW Spain: a batch volatilization process in the conversion of pyrite to pyrrhotite by contact metamorphism. *Terra Nova* 10: 136–138.
- Arne, D.C., Bierlein, F.P., McNaughton, N.J., Wilson, C.J.L., Morard, V.J., et Ramsay, W.R.H., 1996**, Timing of felsic magmatism in Victoria and its relationship to gold mineralization. In: Hughes, M.J., Ho, S.E., Hughes, C.E. Eds., *Recent Developments in Victorian Geology and Mineralisation*. Australian Institute of Geoscientists 20: 43–48.
- Ashley, P.M., et Craw, D., 2004**, Structural controls on hydrothermal alteration and gold-antimony mineralization in the Hillgrove area, NSW, Australia. *Mineralium Deposita* 39: 223-239.

- Audebaud, E., Bard, J.P., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Marocco, R., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Mégard, F., Paredes, J., et Tomasi, P., 1973**, Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, v. XV, fasc. 1-2: 73-114, Paris.
- Baker, T., 2002**, Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusion in Intrusion-Related gold deposits, *Economic Geology* 97: 1111-1117.
- Baker, T., Pollard, P.J., Mustard, R., Mark, G., et Graham, J.L., 2005**, A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration. *SEG Newsletter* 61: 5–17.
- Baker, T., Ebert, S., Rombach, C., et Ryan, C.G., 2006**, Chemical compositions of fluid inclusion in Intrusion-Related Gold systems, Alaska and Yukon, using PIXE Microanalysis. *Economic Geology* 101: 311-327.
- Bakken, B.M., Hochella, M.F.J., Marshall, A.F., et Turner, A.M., 1989**, High-resolution microscopy of gold unoxidized ore from the Carlin Mine, Nevada. *Economic Geology* 84: 171-179.
- Barley, M.E., et Groves, D.I., 1990**, Deciphering the tectonic evolution of Archaean greenstone belts; the importance of contrasting histories to the distribution of mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 46: 3–20.
- Barrie, I.J., et Touret, J.L.R., 1999**, Fluid inclusion studies of gold-bearing quartz veins from the Yirisen deposit, Sula Mountains greenstone belt, Masumbiri, Sierra Leone. *Ore Geology Reviews* 14: 203-225.
- Beaucamp, C., 2010**, Origine Métasomatique et contrôle structural de la minéralisation aurifère du secteur minier de Marban, Canton de Dubuisson, Val d'or, Abitibi, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal. 94 p.
- Beaudoin, G., et Pitre, D., 2005**, Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic vein field. *Mineralium Deposita* 40: 59-75.
- Belcher, R.W., Rozendaal, A., et Przybylowicz, W.J., 2004**, Trace element zoning in pyrite determined by PIXE elemental mapping: evidence for varying ore-fluid composition and electrochemical precipitation of gold at the Spitskop deposit, Saldania Belt, South Africa. *X-Ray Spectrom* 33: 174-180.
- Benavides-Caceres, V., 1999**, Orogenic evolution of the Peruvian Andes, the Andean Cycle, Special Publication (Society of Economic Geologists (U.S)) 7: 61-107.

- Bierlein, F.P., et Crowe, D.E., 2000**, Phanerozoic orogenic lode gold deposits. *Economic Geology* 13: 103-139.
- Bierlein, F.P., Murphy, F.C., Weinberg, R.F., et Lee, T., 2006**, Distribution of orogenic gold deposits in relation to fault zones and gravity gradients: targeting tools applied to the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia. *Mineralium Deposita* 41: 107-126.
- Billingsley, P.C., et Locke, A., 1935**, Tectonic position of ore districts in the Rocky Mountain region. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. *Transaction* 115: 59-65.
- Binu-Lal, S.S., Sawaki, T., Wada, H., et Santosh, M., 2003**, Ore fluids associated with the Wynad gold mineralization, southern India : evidence from fluid inclusion microthermometry and gas analysis. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 171-187.
- Blanchard, M., Wright, K., et Catlow, C.R.A., 2006**, Arsenic incorporation in FeS<sub>2</sub> pyrite. In: *Geochemica et Cosmochimica Acta*. p. A54 - A54.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., et Kuehn, C.A., 1985**, Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In: Berger, B. R., Bethke, P. M. (eds.) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Society of Economic Geologists, *Reviews Economic Geology* 2: 73–98.
- Boer, R.H., Meyer, F.M., Robb, L.J., Graney, J.R., Vennemann, T.W., et Kesler, S.E., 1995**, Mesothermal-type mineralization in the Sabie-Pilgrm's rest gold field, South-Africa. *Economic Geology* 90: 860-876.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Foucarde, S., et Vallance, J., 2003**, Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* 48: 119-141.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Yardley, B.W.D., Noronha, F., et Miller, M.F., 1996**, P-T-X Conditions of Late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 43-57.
- Bonhomme, M.G., Audebaud, E., et Vivier, G., 1985**, K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east-west cross section in southern Peru. *Comunicaciones, Santiago de Chili* 18: 27-30.
- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovol'skaya, M.G., Muravitskaya, G.N., et Filimonova, A.A., 1991**, The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: Exsolution, coprecipitation or "disease"? *Economic Geology* 86: 1070-1080.

- Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J., et Milesi, C., 2005**, 5 : Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. *Ore Geology Reviews* 27: 169-197.
- Bouchot, V., Milesi, J.P., et Ledru, P., 2000**, Crustal-scale hydrothermal paleofield and relative Variscan Au, Sb, W orogenic deposits at 310-305 Ma. (French Massif Central, Variscan Belt). *Society for Geology Applied to Mineral Deposits* 10: 1-12.
- Bourges, F., Baras, E. Debat, P., Grandin, G., Parisot J.C., et Tollon, F., 1994**, Relations entre les cristallisations de quartz et les concentrations aurifères dans les sillons birimiens de Bouroum–Yalogo (NE du Burkina Faso). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris* 319: 543–550.
- Boyle, R.W., 1987**, *Gold: History and Genesis of Deposits*, Van Nostrand-Reinhold Company, New York: 583–585.
- Boyle, R.W., 1979**, The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 280 p. 584.
- Braux, C., Moravek, P., Janatka, J., et Bonnemaison, M., 1991**, Comparaison entre les gîtes aurifères du socle varisque français et du massif de Bohême. *Chronique de la Recherche Minière* 504: 21-39.
- Broman, C., Billstrom, K., Gustavsson, K., et Fallick, A.E., 1994**, Fluid inclusions, stable isotopes and gold deposition at Bjorkdal, north Sweden. *Mineralium Deposita* 29: 139-149.
- Brown, M., 2007**, Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society* 164; no. 4: 709-730.
- Burrows, D.R., et Spooner, E.T.C., 1985**, Generation of an Archaean H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid enriched in Au, W & Mo by fractional crystallization in the Mink Lake intrusion, NW Ontario: *Geological Society of America Abstracts with Programs* 17, p. 536.
- Cabri, L.J., Campbell, J.L., Gilles Laflamme, J.H., Lreigh, R.G., Maxwell, J.A., et Scott, J.D., 1985**, Proton microprobe analysis of trace elements in sulfides from some massive sulphide deposits. *The Canadian Mineralogist* 23: 133-148.
- Cameron, E.M., et Hattori, K., 1987**, Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology* 82: 1177-1191.
- Camprubi, A., Gonzales-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., et Carrillo Chavez, A., 2003**, Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una

tabla comparativa. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVI: 10-18.

**Cardile, C.M., Cashion, J.D.D., McGrath, A.C., Renders, P., et Seward, T.M., 1993,**  $^{197}\text{Au}$  Mossbauer study of  $\text{Au}_2\text{S}$  and gold adsorbed onto  $\text{As}_2\text{S}_3$  and  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  substrates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 2481-2486.

**Cardozo, M., et Cedillo, E., 1990,** Geologic Metallogenic Evolution of the Peruvian Andes. In: FONTBOTE et al. *Stratabound Ore Deposits in the Andes*; Springer (Heidelberg): 35-60.

**Carlier, G., Grandin, G., Laubacher, G., Marocco, R., et Mégard, F., 1982,** Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Reviews* 18: 253-283.

**Carrasco, S., Sánchez, A., et Galdos, J., 2006,** Petrografía y geoquímica de lavas almohadilladas de posible edad Siluro-Devoniana en la Cordillera Oriental de los Andes del Norte del Perú: región de Pataz-Balsas in. XIII Congreso Peruano de Geología, Ed. Sociedad Geológica del Perú, 1: 259-262.

**Cassidy, K.F., Groves, D.I., et McNaughton, N.J., 1998,** Late-Archean granitoid-hosted lode-gold, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit Characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 13: 65-102.

**Cathelineau, M., 1988,** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.

**Cathelineau, M., et Nieva, D., 1985,** A chlorite solid solution geothermometer. The los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.

**Cathles, L.M., 1986,** The geologic solubility of gold from 200-350°C, and its implications for gold-base metal ratios in vein and stratiform deposits. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Publication 38: 187-210.

**Cherry, M.E., 1983,** The association of gold and felsic intrusion- examples from Abitibi Belt. The geology of gold in Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous. Paper 110: 48-58.

**Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spinkings, R.A., et Miškovic, A., 2007,** U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 119: 697-711.

- Chouinard, A., Paquette, J., et Williams-Jones, A.E., 2005**, Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile–Argentina. *The Canadian Mineralogist* 43: 951–963.
- Clark, L.A., 1960**, The Fe-As-S system-Phase relations and applications. *Economic Geology* 55: 1345-1381.
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., et Archibald, D.A., 1990**, Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Economic Geology* 85: 1520-1583.
- Clark, A.H., Palma, V.V., Archibald, D.A., Farrar, E., Arenas, M.J., et Robertson, R.C.R., 1983**, Occurrence and age of tin mineralization in the Cordillera Oriental, Southern Peru. *Economic Geology* 78: 514-520.
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R., et Mayeda, T.K., 1972**, Oxygen isotope exchange between quartz and water: *Journal of Geophysical Research* 77: 3057-3067.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.K., Soussan Marmont, P.M., Smith, P.M., et Troop, D.G., 1988**, Archean lode gold deposits. *Ontario Geological Survey Miscellaneous*, p. 136.
- Cook, N.J., et Chrysosoulis, L., 1990**, Concentrations of "invisible gold" in the common sulfides. *The Canadian Mineralogist* 28: 1-16.
- Cook, N.J., Halls, C., et Boyle, A.P., 1993**, Deformation and metamorphism of massive sulphides at Sulitjelma, Norway. *Mineralogical Magazine* 57: 67-81.
- Corbett, G.J., 2002**, Epithermal gold for explorationists, Australian Institute of Geoscientists, Applied Geoscientific Practice and Research in Australia, paper 2002-01: 1-26.
- Coulibaly, Y., Boiron, M.C., Cathelineau, M., et Kouamelan, A.N., 2008**, Fluid immiscibility and gold deposition in Birimian quartz veins of the Angovia deposit (Yaouré, Ivory Coast). *Journal of African Earth Sciences* 50: 234-254.
- Cox, S.F., 2002**, Fluid flow in mid- to deep crustal shear systems: Experimental constraints, observations on exhumed high fluid flux shear systems, and implications for seismogenic processes. *Earth Planets and Space* 54: 1121–1125, 2002.
- Cox, S.F., 1999**, Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. Geological Society, London, Special Publications 155: 123-140.

- Craig, J.R., Volkes, F.M., et Solberg, T.N., 1998**, Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita* 34: 82-101.
- Craig, J.R., 1983**, Metamorphic features in Appalachian massive sulphides: *Mineralogical Magazine* 47: 515-525.
- Craw D., 2002**, Geochemistry of late metamorphic hydrothermal alteration and graphitisation of host rock, Macraes gold mine, Otago Schist, New Zealand. *Chemical Geology* 191: 257-275.
- Craw, D., et Norris, R.J., 1991**, Metamorphogenic Au-W veins and regional tectonics: mineralization throughout the uplift history of the Haast Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 34: 373-383.
- Craw, D., Windle, S.J., et Angus, P.V., 1999**, Gold mineralization without quartz veins in a ductile-brittle zone, Macraes Mine, Otago Schist, New Zealand. *Mineralium Deposita* 34: 382-394.
- Cruz-Perez, M.A., Canet, C., Franco, S.I., Camprubí, A., Gonzáles-Partida, E., et Rajabi, A., 2016**, Boiling and depth calculations in active and fossil hydrothermal systems: A comparative approach based on fluid inclusion case studies from Mexico. *Ore Geology Reviews* 72: 603-611.
- Daigneault, R., Tremblay, E., Lavoie, J., et Guha, J., 2003**, Informe proyecto Poderosa-UQAC 2003. 44 p.
- Dalmayrac, B., Laubacher, B., et Marocco, R., 1988**, Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 12, 313 p.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., et Marocco, R., 1980**, Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Travaux et documents de L'ORSTOM, v. 122, 501 p.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., et Walshe, J.L., 1993**, Chlorite geothermometry : A review. *Clays and Clay Minerals* 41, N°2: 219-239.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Renock, D., Ewing, R.C., Ramana, C.V., Becker, U., et Kesler, S.E., 2008**, A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72: 2919-2933.
- De Launay, L., 1900**, Les variations des filons métallifères en profondeur. *Revue générale des sciences pures et appliquées et bulletin de l'Association française pour l'avancement des Sciences* 11: 575-588.



- Diamond, L.W., 2003**, Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 32: 101-158.
- Diamond, L.W., 2001**, Review of the systematics of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. *Lithos* 55: 69-99.
- D'Lemos, R.D. Brown, M., et Strachan, R.A., 1992**, Granite generation, ascent and emplacement within a transpressional orogeny. *Geological Society of London Journal* 149: 487-490.
- Douglas, J.A., 1921**, From the port of Callao to the river Perené: *Journal of the Geological Society of London* 77: 246-284.
- Downes, P. M., Seccombe, P. K., et Carr, G.R., 2008**, Sulfur- and lead-isotope signatures of orogenic gold mineralisation associated with the Hill End Trough, Lachlan Orogen, New South Wales, Australia, *Mineralogy and Petrology* 94: 151–173.
- Doyle, F.M., et Mirza, A.H., 1996**, Electrochemical oxidation of pyrite samples with known composition and electrical properties. *Electrochemical Proceedings* 96: 203-214.
- Dowling, K., et Morrison, G., 1989**, Application of quartz textures to the classification of gold deposits using north Queensland examples. *Economic Geology Monograph* 6: 342-355.
- Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M.C., et Rull, F., 2002**, Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied Spectroscopy* 56: 99–106.
- Dubessy, J., Poty, B., et Ramboz, C., 1989**, Advances in the C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy* 1: 517-534.
- Duuring, P., Cassidy K.F., et Hagemann, S.G., 2007**, Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews* 32: 157–186.
- Emmons, W.H., 1940**, *The principles of economic geology*. Published by McGraw-Hill, New York, 159 p.
- Evans, A.M., 1988**, *An Introduction to Ore Geology*: New York, Elsevier, 231 p.
- Everett, C.E., Wilkinson, J.J., et Rye, D.M., 1999**, Fracture-controlled fluid flow in the Lower Paleozoic basement rocks of Ireland: Implications for the

- genesis of Irish-type Zn-Pb deposits, in McCaffrey, K.J.W. Lonergan, L., and Wilkinson, J.J. ed. *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society of London, Special Publications 155: 247-276.
- Fan, H.R., Zhai, M.G., Xie, Y.H., et Yang, J.H., 2003**, Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita* 38: 739–750.
- Favorov, V.A., Krasnikov, V.J., et Sychugov, V.S., 1974**, Variation in semiconductor properties of pyrite and arsenopyrite and their determinants. *International Geology Review* 16: 385-394.
- Fleet, M.E., et Mumin, A.H., 1997**, Gold-bearing arsenian pyrite and marcassite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *American Mineralogist* 82:182-193.
- Fleet, M.E., MacLean, P.J., et Barbier, J., 1989**, Oscillatory-zoned As-bearing pyrite from strata-bound and stratiform gold deposits, and indicator of fluid evolution. *Economic Geology Monograph* 6: 356-362.
- Fleet, M.E., Chrysosoulis, S.L., MacLean, P.J., Davidson, R., et Weisener, C.G., 1993**, Arsenian pyrite from gold deposits. Au and As distribution investigated by SIMS and EMP, and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS. *The Canadian Mineralogist* 31: 1-17.
- Fogel, R.A., et Rutherford, M.J., 1990**, The solubility of carbon dioxide in rhyolitic melts: A quantitative FTIR study. *American Mineralogist* 75 (1990a): 1311–1326.
- Fornari, M., Hérail, G., Laubacher, G., et Delaune, M., 1988**. Les gisements d'or des Andes sud-orientales du Pérou. *Géodynamique* 3: 139-161.
- Foster, D.A., Kwak, T.A.P., Gray, et D.R., 1996**, Timing of gold mineralisation and relationship to metamorphism, thrusting, and plutonism in Victoria. In: Hughes, M.J., Ho, S.E., Hughes, C.E. Eds., *Recent Developments in Victorian Geology and Mineralisation*. Australian Institute of Geoscientists 20: 49–53.
- Fox, R.W., 1830**, On the electromagnetic properties of metalliferous veins in the mines of Cornwall. *Philosophical Transactions*, pt. 2:399.
- Gaboury, D., 2013**, Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments? Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology* 41: 1207-1210.
- Gaboury, D., Keita, M., Guha, J., et H., 2008**, Mass spectrometric analysis of volatiles in fluid inclusions decrepited by controlled heating under vacuum. *Economic Geology* 103: 439-433.

- Gaboury, D., et Graham, S., 2004**, In-situ trace elements by LA-ICP-MS in metamorphosed pyrites as pathfinder for hydrothermal conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*: A303.
- Gaboury, D., Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C., et Sketchley, D.A., 2001**, Predictive distribution of fault-fill and extensional veins; example from the Sigma gold mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology* 96: 1397–1405.
- Gaboury, D., et Daigneault, R., 2000**, Flat vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium an example from the Géant Dormant gold mine, Canada. *Ore Geology Reviews* 17: 155-178.
- Gebre-Mariam, M., 1994**, The nature and genesis of Archaean mesozonal to epizonal gold deposits of the Mt. Pleasant area, near Kalgoorlie, Western Australia. Unpublished Ph.D. thesis, University of Western Australia.
- Genna, D., et Gaboury, D., 2015**, Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system using trace elements in pyrite by laser ablation ICP-MS: an example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada. Implications for exploration. *Economic Geology* 110 (8): 2087-2108.
- Genna, D., Gaboury, D., Moore, L. et Mueller, W.U. 2011**, Use of micro-XRF chemical analysis for mapping volcanogenic massive sulfide related hydrothermal alteration: Application to the subaqueous felsic dome-flow complex of the Cap d'Ours section, Glenwood rhyolite, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(2): 131-142.
- Giardini, A.A., et Salotti, C.A., 1996**, Kinetics and relations in the calcite-hydrogen reaction and reactions in the dolomite-hydrogen and siderite-hydrogen systems. *The American Mineralogist* 54: 1151-1172.
- Giggenbach, W.F., 1997**, The origin and evolution of fluids magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition: New York, John Wiley and Sons, Inc., p. 737-796.
- Gilligan, L.B., et Marshall, B., 1987**, Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geology Reviews* 2: 205-229.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S., 2001**, Orogenic gold and geologic tyme: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1-75.
- Goldfarb, R.J., Miller, L.D., Leach, D.L., et Snee, L.W., 1997**, Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska, in Goldfarb, R.J., and Miller, L.D., eds., *Mineral deposits of Alaska: Economic Geology Monograph* 9: 151–190.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., et Hart, C.J.R., 2003**, Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding

problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology* 98: 1-29.

**Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun G.Y., et Holyland, P., 2000**, Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia: *Ore Geology Reviews* 17: 1–38.

**Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Robert, F., 1998**, Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews* 13: 7–27.

**Groves, D.I., 1993**, The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28: 366-374.

**Haeberlin, Y., Moritz, R., Fonbote, L., et Cosca, M., 2004**, Carboniferous Orogenic Gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and Structural Framework, Paragenesis, Alteration, and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology. *Economic Geology* 99: 73-112.

**Haeberlin, Y., 2002**, Geological and structural setting, age, and geochemistry of orogenic gold deposits at the Pataz province, Eastern Andean cordillera, Peru: Thèse de Doctorat. Université de Genève, Département de minéralogie 36: 186 p.

**Haeberlin, Y., Moritz, R., et Fonboté, L., 2002**, Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews* 22: 41-59.

**Hall, D.L., et Sterner, S.M., 1995**, Experimental diffusion of hydrogen into synthetic fluid inclusions in quartz. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 345–355.

**Harraz, H.Z., 1995**, Primary geochemical haloes, El Sid gold mine, eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 20: 61-71.

**Heinrich, C.A., 2005**, The physical and chemical evolution of low- to medium-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39: 864–889.

**Henderson, J.R., Henderson, M.N., et Wright, T.O., 1990**, Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology* 18: 654-657.

**Hernandez, P., et Montalvo, F., 1998**, Prospección geoquímica regional batolitos de Pataz-Bolivar. Informe no publicado, Lima, Minandex, 50 p.

- Ho, S.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., et Mikucky, E.J., 1992**, The source of ore fluids and solutes in Archaean lode-gold deposits of Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 50: 173-196.
- Hodgson, C.J., 1989**, The structure of shear-related vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews* 4: 231-273.
- Hodgson, C.J., 1989**, Patterns of mineralization, in *Mineralization and shear zones*, Bursnall, J.T. ed. Geological Association of Canada, Short Course Notes 6: 51-89.
- Hodkiewicz, P.F., Groves, D.I., Davidson, G.J., Weinberg, R.F., et Hagemann, S.G., 2009**, Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. *Mineral Deposita* 44: 129–150.
- Huamán, M.A., Antúnez de Mayolo, E., et Rivera, A.M., 1990**, Geology of the Cu-(Ag, Bi) stratabound deposit Cobriza, Central Peru. *À: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., et Frutos, J. (eds.): Stratabound ore deposits in the Andes*, Berlin, p. 129-136.
- Hubberten, H.W., 1980**, Sulfur isotope fractionation in the Pb–S, Cu–S and Ag–S systems. *Geochemical Journal* 14: 177–184.
- Hui, L., Zhinong, W., et Fuguo, L., 1995**, Ideal models of superimposed primary halos in hydrothermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 55: 329-336.
- Huston, D.L., Bolger, C., et Cozens, G., 1993**, A comparison of mineral deposits at the Gecko and White Devil deposits: implications for ore genesis in the Tennant Creek district. *Economic Geology* 88: 1198-1225.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., et Dumont, J.F., 2000**, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., et Campos Neto, M.C., eds., *Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress*, p. 481–559.
- James, E., 1971**, Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 82: 3325-3346.
- James, D.E., et Sacks, I.S., 1999**, Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective, in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes: Society of Economic Geologists Special Publication* 7: 1–25.

- Jean, G.E., et Bancroft, G.M., 1985**, An XPS and SEM study of gold deposition at low temperatures on sulphide mineral surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 979-987.
- Jébrak, M., 1997**, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111-134.
- Jébrak, M., 1992**, Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques, *Chronique de la Recherche Minière* 506 pp. 25-35.
- Jébrak, M., et Marcoux, É., 2008**, Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources Naturelle et de la Faune, Québec, 667 p.
- Jensen, M.L., et Nakai, N., 1962**, Sulfur isotope meteorite standards results and recommendations, NSF Symposium, Yale University. In: M.L. Jensen, Editor, *Biogeochemistry of Sulfur Isotopes*, p. 30–35.
- Jia, Y., Li, X., et Kerrich, R., 2000**, A Fluid Inclusion Study of Au-Bearing Quartz Vein Systems in the Central and North Deborah Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia; *Economic Geology* 95: 467-494.
- Jowett, E.C., 1991**, Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting-Toronto. Program with abstracts 16, A62.
- Kerrich, R., 1989**, Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits, in *Mineralization and shear zones*, eds. Burnshall, J.T. Geological Association of Canada, Short Course Notes 6: 129-197.
- Kerrich, R., 1989**, Geodynamic setting and hydraulic regimes: Shear zone hosted mesothermal gold deposits, in *Mineralization and shear zones*, eds. Burnshall, J.T. Geological Association of Canada, Short Course Notes 6: 89-123.
- Kerrich, R., et Fryer, B.J., 1979**, Archaean precious metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi greenstone belt; II, REE and oxygen isotope relations: *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 440–458.
- Knipe, S.W., Foster, R.P., et Stanley, C.J., 1991**, Hydrothermal precipitation of precious metals on sulfide substrates. In: Ladeira, E.A. (ed) *Brazil Gold '91*. Balkema, Rotterdam, p 431-435.
- Knipe, S.W., Foster, R.P., et Stanley, C.J., 1992**, The role of sulphide surfaces in the sorption of precious metals from hydrothermal fluids. *Transaction of the Institution of Mining and Metallurgy* 101: B83-88.

- Kobe, H.W., 1990**, Stratabound sulfide occurrences in the Paleozoic of the Yauli Dome, Central Peru. À: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., et Frutos, J. (eds.): Stratabound ore deposits in the Andes, Berlin, p. 113-122.
- Kolb, J., Meyer, F.M., et Vennemann, T.W., 2004**, Development of fluid conduits in auriferous shear zones of the Hutti Gold Mine, India: evidence for spatially heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics* 378: 65-84.
- Kontak, D.J., Smith, P.F., Reynolds, P., et Taylor, K., 1990**, Geological and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the timing of quartz vein formation in Meguma Group lode-gold deposits, Nova Scotia. *Atlantic Geology* 2: 201–227.
- Kranidiotis, P., et MacClean, W.H., 1987**, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82: 1898-1911.
- Kreuzer, O.P., 2006**, Textures, paragenesis and wall-rock alteration of lode-gold deposits in the Charters Towers district, north Queensland: implications for the conditions of ore formation, *Mineralium Deposita* 40: 639–663.
- Kuscu, Ü., et Erler, A., 2002**, Pyrite Deformation Textures in the Deposits of the Küre Mining District (Kastamonu-Turkey) *Turkish Journal of Earth Sciences* 11: 205-215.
- Lafrance, B., John, B.E., et Frost, B.R., 1998**, Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: examples from the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 20: 945-955.
- Lancelot, R., Laubacher, G., Marocco, R., et Renaud, U., 1978**, U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru): Extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geologische Rundschau* 67: 236-243.
- Lang, R.J., et Baker, T., 2001**, Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36: 477-489.
- Laubacher, G., 1978**, Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca. *Géologie des Andes péruviennes, Travaux et documents de L'ORSTOM* 95 p.
- Laubacher, G., et Mégard, F., 1985**, The Hercynian basement: a review. In: Pitcher WS, Atherton MP, Cobbing EJ and Beckinsale RD (eds) "Magmatism at a Plate Edge — The Peruvian Andes", Wiley and Sons, pp. 29–35.

- Lavoie, J., 2008**, Contrôles structuraux des veines aurifères Mercedes et Jimena, Patataz-La Libertad, centre-nord du Pérou. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi. 229 p.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Boyce, A., et Hardidge, P., 2013**, A fluid inclusion and stable isotope study at the Loulo Mining District, Mali, West Africa: Implications for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits. *Economic Geology* 108: 229-257.
- Laznicka, P., 1988**, Breccias and coarse fragmentites. *Developments in Economic Geology* 25: 842 p.
- Lehner, S., Savage, K., Ciobanu, M., et Cliffel, D.E., 2007**, The effect of As, Co, and Ni impurities on pyrite oxidation kinetics: an electrochemical study of synthetic pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2491–2509.
- Li, Y., et Liu, J., 2006**, Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70: 1789–1795.
- Li, J., Feng, D., Qi, J., et Zhang, G., 1995**, The existence of the negative valence state for gold in sulfides minerals and its formation mechanism. *Acta Geologica Sinica* 69: 67-77.
- Liexing, G., et McClay, K.R., 1992**, Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. *Mineralium Deposita* 27: 169-181.
- Lindgren, W., 1919**, *Mineral Deposits: Second Edition* McGraw-Hill, New York, 957 p.
- Lowenstern, J.B., 2001**, Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita* 36: 490-512.
- Lowenstern, J.B., 2000**, A review of the contrasting behaviour of two magmatic volatiles: Chlorine and carbon dioxide. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70: 287-290.
- Lu J., Seccombe, P.K., Foster, D., et Andrew, A.S., 1996**, Timing of mineralization and source of fluids in a slate-belt auriferous vein system, Hill End goldfield, NSW, Australia: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and O- and H-isotopes. *Lithos* 38: 147-165.
- MacFarlane, A.W., Tosdal, R.M., Vidal, C.E., et Paredes, J., 1999**, Geologic and Isotopic Constraints on the Age and Origin of Auriferous Quartz Veins in the Parcoy Mining District, Patataz, Peru. *Economic Geology* 7: 267-279.
- Marocco, R., Lipa, V., et Quispe L., 1996**, La geología del cuadrángulo San Miguel. Boletín 83, Serie A, INGEMMET. 131 p.



- Marocco R., 1978**, Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Étude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, sud de Pérou (12°30'S à 14°00S). Géologie des Andes péruviennes. Travaux et documents de L'ORSTOM, 94. 195p.
- Marocco, R., et Garcia Zabaleta, F., 1974**, Estudio geológico de la región entre Cuzco y Machu Picchu. Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines 3 (2): 1-27.
- Martinez, L., Tomasi, P., Laubacher. B., et Marocco, I., 1972**, Caractères généraux des orogènes Précambrien, Hercynienne et Andine au Pérou et en Bolivie: 24 International Geological Congress Montreal 1: 136-146.
- Matthaei, S.K., Henley, B.W., et Heinrich, C.A., 1995**, Gold precipitation by fluid mixing in bedding-parallel fractures near carbonaceous slates at the Cosmopolitan Howley gold deposit, Northern Australia: Economic Geology 90: 2123-2142.
- McClay, K.R., et Ellis, P.G., 1984**, Deformation of pyrite. Economic Geology 79: 400-403.
- McCuaig, T.C., et Kerrich, R., 1998**, P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. Ore Geology Reviews 12: 381-453.
- Mégard, F., 1984**, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. Journal of the Geological Society 141: 893-900.
- Mégard, F., 1979**, Estudio geológico de los Andes del Perú central. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Bouleltin 8, Serie D. Estudios Especiales, 310 p.
- Mégard, F., 1973**, Étude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central. Thèse d'Etat. Univ. Montpellier, 263 p.
- Mégard, L., Dalmayrac, B., Laubacher. B., Marocco, I., Martinez, L., Paredes, J., et Tomasi, P., 1971**, La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. Travaux et documents de L'ORSTOM, Série Géologie 3. no 1: 5-44.
- Mernagh, T.P., et Bierlin, F., 2008**, Transport and precipitation of gold in Phanerozoic Metamorphic Terranes from Chemical Modeling of Fluid-Rock Interaction. Economic Geology 103: 1613-1640.
- Meyer, F.M., Möller, P., de Bruin, D., Przybylowicz, W.J., et Prozesky, V.M. 1994**. The Gold-pyrite Association in Witwatersrand Reefs: Evidence for

Electrochemical Precipitation of Gold. *Exploration and Mining Geology* 3:207-217.

**Mikhlin, Y.L., et Romanchenko, A.S., 2007**, Gold deposition on pyrite and the common sulphide minerals: An STM/STS and SR-XPS study of surface reactions and Au nanoparticles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 5985-6001.

**Mikucki, E.J., 1998**, Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode gold systems: A review: *Ore Geology Reviews* 13: 307-321.

**Miranda, C., 1983**, Informe geológico Cia. Minera Poderosa, Informe Privado de Cia. Minera Poderosa: Lima, 75 p.

—, **1987**. Alteración y petrología de la veta Mercedes: Informe privado de Cia. Minera Poderosa S.A. N° 1,15 p.

—, **1994**. Alteración, litología y petrología en las vetas Mercedes y Papagayo (Maria) en el segmento norte del Batolito de Pataz (Area de Papagayo): Lima-Peru. Cia Minera Poderosa, Rapport no publie, 15 p.

**Mironov, A.G., Zhmodik, S.M., et Maksimova, E.A., 1981**, An experimental investigation of the sorption of gold by pyrites with thermoelectric properties. *Geochemistry International* 18: 153-160.

**Miškovič, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., et Schaltegger, U., 2009**, Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America* 121: 1298-1324.

**Möller, P., et Kersten, G., 1994**, Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrites surfaces. *Mineralium Deposita* 29: 404-413.

**Monecke, T., Kempe, U., et Götzé, J., 2002**, Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth and planetary Science Letters* 202: 709-724.

**Morishita, Y., Shimada, N., et Shimada, K., 2008**, Invisible gold and arsenic in pyrite from the high-grade Hishikari gold deposits, Japan. *Applied Surface Science* 255: 1451-1454.

**Muntean, J.L., Cline, J.S., Simon, A.C., et Longo, A.A., 2011**, Magmatic–hydrothermal origin of Nevada’s Carlin-type gold deposits. *Nature Geoscience* 4: 122–127.

- Muntean, J.L., Cline, J., Johnston, M.K., Ressel, M.W., Seedorff, E., et Barton, M.D., 2004**, Controversies on the Origin of World-Class Gold Deposits, Part I: Carlin-type Gold Deposits in Nevada. SEG Newsletter, no 59: 11-18.
- Nesbitt, B.E., et Muehlenbachs, K., 1989**, Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water. *Earth and planetary Science Letters*, Monograph 6: 553-563.
- Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B., et Muehlenbachs, K., 1986**, Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 14: 506-509.
- Niggli, P., 1929**, Ore deposits of magmatic origin: T. Murby & co.; London, England. 93 p.
- Ohmoto, H., et Rye, R.O., 1979**, Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes, Editor, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd edition ed.), New York. ch. 10: 509–567.
- Olivier, N.H.S., et Bons, P.D., 2001**, Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wall rock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1: 137-162.
- O'Neil, J.R., 1986**, Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. In Valley, J.M. Taylor, H.P., et O'Neil, J.R. (eds.) *Review of Mineralogy* 16: 1-40.
- Oré Sánchez, C., 2006**, Caractérisation et rôle des failles (E-W) sécantes dans le contrôle de la minéralisation aurifère à la mine Poderosa, Patatz, Pérou [Mémoire de Maîtrise]: Québec, UQAC, 197 p.
- Palacios, O., 1995**, Geología histórica y evolución tectónica. *Geología del Perú*, In Boletín del Instituto Minero Metalúrgico. Serie A, Sector de Energía y Minas B. 55.
- Palenik, C.S., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., et Ewing, R.C., 2004**, "Invisible" gold revealed: direct imagen of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist* 89: 1359-1366.
- Perkins, W.T., et Pearce, N.J.G., 1993**, Mineral microanalysis by laserprobe inductively coupled plasma mass spectrometry. In: Potts, PJ, Bowles, JFW, Reed, SJB, Cave, MR, eds, *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. Mineralogical Society, Series 6: Chapman and Hall, London, p 291-325.
- Perring, C.S., Groves, D.I., et Ho, S.E., 1987**, Constraints on the source of auriferous fluids for Archaean gold deposits, in Ho, S.E., and Groves, D.I., eds., *Advances in understanding Precambrian gold deposits: Geology*

Department and University Extension, University of Western Australia, Publication 11: 287–306.

- Peters, S.G., 1993**, Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. *Ore Geology Reviews* 8: 277-301.
- Peters, S.G., et Golding, S.D., 1989**, Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of granitoid-hosted gold-bearing quartz veins, Charters Towers, northeastern Australia. *Economic Geology Monograph* 6: 260–273.
- Petit, J.P., Christopher, A.J., et Geoffrey, R., 1999**, “Crack-seal, slip”: a new fault valve mechanism? *Journal of Structural Geology* 21: 1199-1207.
- Phillips, G.N., et Powell, R., 2010**, Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology* 28: 698-718.
- Phillips, G.N., et Powell, R., 2009**, Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews* 94: 1–21.
- Phillips, G.N., et Evans, K.A., 2004**, Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposits: *Nature* 429: 860–863.
- Phillips, G.N., et Hughes, M.J., 1996**, The geology and gold deposits of the Victorian gold province. *Ore Geology Reviews* 11: 255–302.
- Phillips, G.N., et Powell, R., 1993**, Link between gold provinces. *Economic Geology* 88: 1084-1098.
- Phillips, G.N., Groves, D.I., et Brown, I.J., 1987**, Source requirements for the Golden Mile, Kalgoorlie: Significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24: 1643–1651.
- Polito, P.A., Bone, Y., Clarke, J.D.A., et Mernagh, T.P., 2001**, Compositional zoning of fluid inclusions in the Archaean Junction gold deposit, Western Australia: a process of fluid-Wall-rock interaction? *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 833-855.
- Ponzoni, S.E., 1980**, Metalogenia del Perú. INGEMMET. Lima, 68 p.
- Poulsen, K.H., Robert, F., et Dube, B., 2000**, Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 540, 106 p.
- Pridmore, D.F., et Shuey, R.T., 1976**, The electrical resistivity of galena, pyrite, and chalcopyrite. *American Mineralogist* 61: 248-259.
- Ramsay, J. G., 1980**, The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284: 135-139.

- Ramsay, J.G., et Huber, M.I., 1983**, The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis. Academic Press, London. 307 p.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chryssoulis, S.L., et Ewing, R.C., 2005**, Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69: 2781-2796.
- Renders, P.J., et Seward, T.M., 1989**, The absorption of thio gold (I) complexes by amorphous  $\text{As}_2\text{S}_3$  and  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  at 25 and 90°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 255-267.
- Ridley, J.R., et Hagemann, S.G., 1999**, Interpretation of post-entrapment fluid-inclusion re-equilibration at the Three Mile Hill, Marvel Loch and Griffins Find high-temperature lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia. *Chemical Geology* 154: 257–278.
- Rivera, A. L., 1992**, Estudio estructural del yacimiento aurífero en el sector Norte del distrito de Pataz: Lima -Perú, Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 146 p.
- Robert, F., et Kelly, C., 1987**, Ore-forming fluids in archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology* 82: 1464-1482.
- Robert, F., et Brown, A.C., 1986**, Progressive alteration associated with gold-quartz-tourmaline veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology* 79: 393-399.
- Roberts, R.G., 1987**, Lode gold deposits; *Geoscience Canada* 14, N° 1: 37-52.
- Roedder, E., 1990**, Fluid inclusion analysis—Prologue and epilogue. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 495-507.
- Roedder, E., 1984**, Fluid inclusions: Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy* 12: 644 p.
- Román-Berdiel, T., et Pueyo-Morer, E., 2000**, Distribution d'orientation des joints et relation avec l'anisotropie magmatique primaire dans le massif granitique de Trives (Nord-Ouest de l'Espagne). *Earth and Planetary Sciences Letters* 330: 437-443.
- Romberger, S.B., 1985**, Introduction to geology and resources of gold, and geochemistry of gold: U.S. Geological Survey Bulletin 1857-A, p. 9-25.
- Sakai, H., 1968**, Isotopic of sulphur compounds in hydrothermal processes: *Geochemical Journal* 2: 29-49.

- Sánchez, A., 2006**, Rocas graníticas y mineralización aurífera asociada, en la Cordillera Oriental del Norte del Perú. 6° 30' - 7° 30' Revista del Instituto de Investigaciones Facultad de Ingeniería de Geografía, Mina, Metalurgia y Geología de la Universidad Nacional, Mayor de San Marcos, Boletín 9 (17): 19-29.
- Sánchez, A., 1995**, Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande. Chachapoyas, Rioja, Bamba y Bolivar. Boulletin INGEMMET, serie A, n° 56, 285 p.
- Sangster, A.L., 1992**, Light stable isotope evidence for a metamorphogenic orogen for bedding parallel, gold-bearing veins in Cambrian flysch, Meguma Group, Nova Scotia. *Exploration and Mining Geology* 1: 69–79.
- Schaltegger, U., Chew, D., et Miskovic, A., 2006**, Neoproterozoic to early Mesozoic evolution of the Western Gondwana margin: Evidence from the eastern cordillera of Peru. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima, 17-20 Octubre.
- Schoonen, M.A.A., Fisher, N.S., et Wente, M., 1992**, Gold sortion onto pyrite and goethite: a radiotracer study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 1801-1814.
- Schreiber, D.W., Fontboté, L., et Lochmann, D., 1990**, Geologic setting, paragenesis and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rocks in the Pataz region. *Economic Geology* 85: 1328-1347.
- Schreiber, D.W., 1989**, Las vetas auríferas de Pataz y su génesis en el marco de la evolución geológica de la Cordillera Central del Norte del Perú. Informe privado de Compañía Minera Poderosa S.A. 1: 206 p.
- Schneiderhöhn, H., 1941**, *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*: Jena.
- Seal, R.R., 2006**, Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 61: 633-677, 2006
- Shen, P., Shen, Y., Wang, J., Zhu, H., Wang, L., et Meng, L., 2010**, Methane-rich fluid evolution of the Baogutu porphyry Cu–Mo–Au deposit, Xinjiang, NW China. *Chemical Geology* 275: 78-98.
- Sheppard, S.M.F., 1986**, Characterization and isotopic variations in natural waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16: 165-183.
- Sheppard, S.M.F., 1977**, Identification of the Origin of Ore-forming Solutions by the use of Stable Isotopes. In *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society, London, Special Publications 7: 25-41.

- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., et Alderton, D.H.M., 1985**, A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie, London 239 p.
- Shore, M., et Fowler, A.D., 1996**, Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon. *Canadian Mineralogist* 34: 1111-1126.
- Sibson, R.H., 2001**, Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. In Richrads, J.P. and Tosdal, R.M., *Structural control on ore genesis: Reviews in Economic Geology* 14: 1-24.
- Sibson, R.H., 1996**, Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18, N° 8: 1031-1042.
- Sibson, R.H., 1990**, Conditions for fault-valve behaviour. In Knipe, R.J. Rutter, E.H. (Eds), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society London Special Publication 54: 15-28.
- , **1990**. Faulting and fluid flow. In: *Short Course on fluids in Tectonically Active Regime of the Continental Crust*. Édité par B.E. Nesbitt, Mineralogical Association of Canada, mai 1990, Vancouver, pp. 93-132.
- , **1989**. High-angle reverse faulting in northern New Brunswick, Canada, and its implications for fluid pressure levels. *Journal of Structural Geology* 11: 873-877.
- , **1989**, Earthquake faulting as a structural process: *Journal of Structural Geology* 11: 1-14.
- , **1987**. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15: 701-704.
- Sibson, R.H., et Scott, J., 1998**, Stress/fault controls on the containment and release of overpressure fluids: Examples from gold-quartz in Jeneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews* 13: 293-306.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H., 1988**, High angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16: 551–555.
- Siems, P.L., 1997**, Lecture manual wall-rock alteration for gold exploration workshop. *Economic Geology* unite 1-2: 130 p.
- Sillitoe, R.H., 2008, Special Paper**: Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations. *Economic Geology* 103: 663-687.

- Sillitoe, R.H., et Thompson, F.H., 1998**, Intrusion-Related vein gold deposits: Types tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits: (Resource Geology) *Economic Geology* 48: 237-250.
- Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R., et Mercier-Langevin, P., 2013**, Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac–Larder Lake Fault Zone. *Mineralium Deposita* 48: 883-905.
- Simon, G., Huang, H., Penner-Hahn, J.E., Kesler, S.E., et Kao, L., 1999**, Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. *American Mineralogist* 84: 1071-1079.
- Skey, W., 1871**, On the electromotive power of metallic sulfides. *New Zealand Institute Transactions and Proceedings* 3: 232–236.
- Skinner, B.J., 1979**, The many origins of hydrothermal mineral deposits. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits* (2ed.) Editor, H.L. Barnes: 1-21.
- Smirnov, V.I., 1982**, De yacimientos minerales: Ed. Mir. Moscú, 655 p.
- Smith, J.W., Doolan, S., et McFarlane, E.F., 1977**, A sulfur isotope geothermometer for the trisulfide system galena–spahlerite–pyrite. *Chemical Geology* 19: 83–90.
- Soler, P., Grandini, G., et Fornari, M., 1986**, Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou : Géodynamique 1: 33-68.
- Solomon, M., et Groves, D.I., 1994**, The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* 24, 951 pp.
- Spurr, J.E., 1907**, A theory of ore deposition. *Economic Geology* 10: 713-769.
- Starling, A., Gilligan, J.M., Carter, A.H.C., Foster, R.P., et Saunder, R.A., 1989**, High-temperature hydrothermal precipitation of precious metals on the surface of pyrite. *Nature* 340: 298-300.
- Steinmüller, K., 1999**, Depósitos metálicos en el Perú. Su metalogénia, sus modelos, su exploración y el medio ambiente. *INGEMMET*, 171 p.
- Stephens, J.R., Mair, J.L., Oliver, N.H.S, Craig J.R. Hart, C.J.R., et Baker, T., 2004**, Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types. *Journal of Structural Geology* 26: 1025–1041.
- Szapanosne-Vago, E., Morritz, R., et Barra, F., 2010**, Fluid inclusions investigation and Re-Os dating of the Pataz-Parcoy intrusion-hosted gold



deposits. Eastern Cordillera Peru. International Mineralogical Association, IMA2010 Conference Abstracts, Budapest, Hungary, p. 260.

**Tarnawiecki, M.C., 1929**, La región aurífera de Pataz: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 3: 15-50.

**Taylor, H.P. Jr., 1974**, The Application of Oxygen and Hydrogen Isotope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition. *Economic Geology* 69: 843-883.

**Thomas, H.V., Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V., Berry, R.F., Fraser, R. Froud, S., et Moye, R., 2011**, Pyrite and Pyrrhoyite Textures and Composition in sediments, Laminated Quartz Veins, and Reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: Insights for Ore Genesis. *Economic Geology* 106: 1-31.

**Thompson, T.B., 1988**, Mineral deposits of the Mosquito Range, Colorado, in Geza Kisvarsanyi, S.G. ed. *North American Conference on Tectonic Control of Deposits and the Vertical and Horizontal Extent of Ore Systems*, University of Missouri-Rolla 1: 134-141.

**Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lamg, J.R., et Mortensen, J.K., 1999**, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita* 34: 323–334.

**Thompson, J.F.H., et Newberry, R.J., 2000**, Gold deposits related to reduced granitic intrusions: *Reviews in Economic Geology* 13: 377–400.

**Tobisch, O.T., Renne, P.R., et Saleeby, J.B., 1993**, Deformation resulting from regional extension during pluton ascent and emplacement, central Sierra Nevada, California. *Journal of Structural Geology* 15: 629-646.

**Tomkins, A.G., 2010**, Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, p. 3246–3259.

**Touray, J.C., 1987**, Transport et dépôt de l'or dans les fluides de la croûte continentale, l'apport des études d'inclusions fluides. *Chronique de la Recherche Minière* 488: 43-53.

**Tubrett, M., Míková, J., Sylvester, P.J., et Košler, J., 2003**, Trace element composition and homogeneity of MASS-1 sulphide calibration standard. In: *5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials*, Rovaniemi, 9–11 June 2003 (<http://www.gsf.fi/geoanalysis2003/>).

- Tremblay, E., 2012**, Contrôles structuraux de la minéralisation aurifère de la veine Consuelo, Pataz, La Libertad, Pérou. Mémoire de Maitrise, Université du Québec à Chicoutimi. 250 p.
- Trofinov, A., 1949**, Isotopic constitution of sulfur in meteorites and in terrestrial objects. (In Russian.) Doklady Akad. Nauk S. S. S. R.66, p. 181. Abstract: C. A.43, 6078 c.
- Tumialan, P.H., 2003**, Compendio de yacimientos de minerales metálicos del Perú. Lima, INGEMMET, 619 p.
- Urey, H.C., 1947**, The thermodynamic properties of isotopic substances: Journal of the Chemical Society of London 85: 562-581.
- Valdez, M., 1983**, Alteración y mineralización hidrotermal del Manto Cobriza, Mina Cobriza. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 72: 111-126.
- Vallance, J., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Fourcade, S., Varlet, M., et Marignac, C., 2004**, The granite hosted gold deposit of Moulin de Chéni (Saint-Yrieix district, Massif Central, France): petrographic, structural, fluid inclusion and oxygen isotope constraints. Mineralium Deposita 39: 265-281.
- Vasil'yeva, E.G., Gorbatov, G.A., Kruglova, V.G., et Shcherbak, O.V., 1990**, The electrode potential of pyrite: Geochemistry International 27:32-45.
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., et Geary, E.E., 1989**, Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountain fault zone, California. Geology 17: 723-726.
- Vidal, C., Paredes, J., MacFarlane, A., et Tosdal, R., 1995**, Geología y metalogénia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad. Sociedad Geológica del Peru, volumen jubilar Alberto Benavides: 351-377.
- Vearncombe, J.R., 1993**, Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits. Ore Geology Reviews 8: 407-424.
- Volfson, F.I., et Yákovlev, P.D., 1982**, Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos: Moscu, Rusia, 333 p.
- Wagner T., Klemm, R., Wenzel, T., et Mattsson, B., 2007**, Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry analysis of invisible gold. Geology 35, n. 9: 775-779.
- Wall, V.J., 2005**, TAG: Thermal Aureole (Pluton-Related) Gold systems. Australian Institute of Geoscientists, AIG NEWS, Quarterly Newsletter 79: 1-7.

- Waller, A., 1902**, The Tourmaline bearing rocks of the Heemskirk district: in Government Printer. Description. 14 p.
- Weinberg, R., Mark, G., et Reichardt, H., 2009**, Magma ponding in the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin* 121: 278-285.
- Welham, J.A., 1988**, Origins of methane in hydrothermal systems. *Chemical Geology* 71: 183–198.
- Wilkinson, J.J., 2001**, Inclusion fluids in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Williams-Jones, A.E., Bowell, J.R., et Migdisov, A.A., 2009**, Gold in solution. *Elements* 5: 281-287.
- Williams-Jones, A.E., Heinrich, C.A., et Migdisov, A.A., 2005**, Vapor as a medium for the transport of metals: implications for ore deposit modeling. *Geochim Cosmochim Acta* 69:A733.
- Wilson, J., et Reyes, L., 1964**, Geología del cuadrángulo de Pataz: Boletín del Servicio de Geología y Minería 9: 91 p.
- Wilson, S.A., Ridley, W.I., et Koenig, A.E., 2002**, Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17: 406–409.
- Witt, W.K., Hagemann, S.G., Villanes, C., et Zeng, Q., 2013**, New geochronological results and structural evolution of the Pataz gold mining district: Implications for the timing and origin of the batholith-hosted veins. *Ore Geology Reviews* 50: 143-170.
- Yamamoto, M., 1984**, Sulfur isotope effects in the thermal breakdown of pyrite. *Earth and Planetary Science Letters* 69: 335–340.
- Yang, X-M., Lentz, D.R., et Sylvester, P.J., 2006**, Gold contents of sulfide minerals in granitoids from southwestern New Brunswick, Canada. *Mineralium Deposita* 41: 369–386.
- Yao, Y., Murphy, P.J., et Robb, L.J., 2001**, Fluid characteristic of granitoid-hosted gold deposits in the Birimian terrane of Ghana: A fluid inclusion Microthermometric and Raman spectroscopic study. *Economic Geology* 96: 1611-1643.
- Zang, W., et Fyfe, W.S., 1995**, Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita* 30: 30–38.

- Zapata, A., Sánchez. A., Carrasco, S., Galdós, J., et Cerrón, F., 2005,** Litoestratigrafía y distribución del Carbonífero Inferior entre Molino - Pataz - Ruibarbos y su correlación regional en el borde occidental de Gondwana. XII Congreso Latinoamericano de Geología. PAPPMGM.
- Zheng, Y.F., et Hoefs, J., 1993,** Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralization in the Harz Mountains: II. Sulfur and oxygen isotopes of sulfides and sulfate and constraints on metallogenetic models. In: P. Möller and V. Lüders, Editors, Formation of Hydrothermal Vein Deposits. Monograph Series on Mineral Deposits 30: 211-230. Gebrüder Borntraeger, Berlin (1993).

## **ANNEXES**

### Annexe 3.1 Liste des échantillons macroscopiques pour les études pétrographiques

Échantillon	Est	Nord	Élévation	Veine
152001	215740.00	9138701.90	3385	San Pedro
152002	215740.00	9138701.90	3385	San Pedro
152003	215740.00	9138701.90	3385	San Pedro
152005	215725.00	9138677.00	3402	San Pedro
152006	215725.00	9138677.00	3402	San Pedro
152007	215696.70	9138271.50	3500	San Pedro
152008	215696.70	9138271.50	3500	San Pedro
152009	215972.85	9138273.23	3648	San Pedro T
152010	215972.85	9138273.23	3648	San Pedro T
152012	216140.70	9138189.00	3710	San Lorenzo
152013	216140.70	9138189.00	3710	San Lorenzo
152015	216073.20	9138132.60	3771	San Lorenzo
152016	214827.00	9137386.00	3645	San Pedro ?
152018	214264.53	9140047.04	2343	Cristina
152019	214264.53	9140047.04	2343	Cristina
152020	214250.31	9140088.20	2343	Cristina
152021	214018.36	9139666.24	2292	Mayas
152022	214018.36	9139666.24	2292	Mayas
152024	214001.22	9139726.26	2286	Mayas
152026	214001.22	9139726.26	2286	Mayas
152027	214001.22	9139726.26	2286	Mayas
152028	214183.61	9140209.86	2384	Cristina
152029	214183.61	9140209.86	2384	Cristina
152030	214183.61	9140209.86	2384	Cristina
152032	214567.90	9139806.20	2519	Maria Rosa
152033	214587.60	9139770.50	2511	Maria Rosa
152034	214587.60	9139770.50	2511	Maria Rosa
152036	214496.80	9139720.70	2516	María-Irma
152037	214506.98	9139594.19	2517	Irma
152038	214519.80	9139598.30	2512	Irma
152039	214519.80	9139598.30	2512	Irma
152040	214519.80	9139598.30	2512	Irma
152043	214121.00	9143762.00	3076	Chosa vieja
152044	214121.00	9143762.00	3076	Chosa vieja
152045	214121.00	9143762.00	3076	Chosa vieja
152046	214121.00	9143762.00	3076	Chosa vieja
152052	214612.00	9146352.00	3070	Sheyla
152053	214612.00	9146352.00	3070	Sheyla
152054	214612.00	9146352.00	3070	Sheyla
152055	213051.00	9145444.00	2506	Jugadoras T
152056	212950.00	9145388.00	2423	Jugadoras P

152057	212950.00	9145388.00	2423	Jugadoras P
152058	212950.00	9145388.00	2423	Jugadoras P
152059	211811.49	9146074.25	1777	Karola T
152060	211811.49	9146074.25	1777	Karola T
152061	211811.49	9146074.25	1777	Karola T
152062	211791.45	9146074.08	1777	Karola I
152064	211831.89	9145984.94	1704	Karola P
152067	211833.35	9146005.88	1704	Karola P
152068	211840.63	9146023.18	1703	Karola P
152069	211840.63	9146023.18	1703	Karola P
152070	211877.68	9146000.87	1697	Karola T
152071	211866.28	9145976.01	1667	Karola P
152072	211937.55	9146093.44	1605	Karola T
152073	211937.55	9146093.44	1605	Karola T
152074	211897.47	9146026.45	1659	Karola T
152076	211872.28	9145946.60	1669	Karola T
152077	212094.53	9146101.20	1495	Karola T
152078	212094.53	9146101.20	1495	Karola T
152079	212103.96	9146103.31	1492	Karola T
152081	212117.56	9146145.26	1491	Karola T
152082	212112.64	9146117.39	1493	Karola T
152083	212112.64	9146117.39	1493	Karola T
152085	212066.42	9146023.39	1490	Karola T
152086	208658.11	9145792.75	1617	Sta Filomena
152089	208799.99	9145782.64	1590	Sta Filomena
152090	208799.99	9145782.64	1590	Sta Filomena
152092	208942.34	9145716.97	1568	Sta Filomena
152094	208942.34	9145716.97	1568	Sta Filomena
152095	210321.00	9148544.00	2800	Glorita
152096	210321.00	9148544.00	2800	Glorita
145001	210646.94	9148311.76	2415	Glorita
145002	210646.94	9148310.76	2415	Glorita
145004	211557.00	9147016.00	2367	Sta Rosa
145005	211557.00	9147016.00	2367	Sta Rosa
145006	211557.00	9147016.00	2367	Sta Rosa
145007	211557.00	9147016.00	2367	Sta Rosa
Cons2600	211781.40	9142663.80	2601	Consuelo
Cons2650	211716.30	9143021.20	2649	Consuelo
isa-3-3	216911.16	9139808.91	3448	Sta Isabel
jcore1	209600.00	9148356.00	1805	Jimena
Jcore2	209796.00	9148407.00	1862	Jimena
Jcore3	209731.00	9148325.00	1851	Jimena
J1950	210196.10	9148025.50	1956	Jimena
jcore1987	210243.00	9147886.70	1982	Jimena
Kar1600	211927.40	9146073.90	1608	Karola T

Kar1650	211883.20	9146042.00	1670	Karola T
2410	214636.00	9139840.40	2410	Maria Rosa
II	210072.04	9147921.84	2192	La Lima 2
Morena	211095.60	9146713.10	1687	Mercedes

#### Annexe 4.1. Valeurs du standart ps-1

##### Valeurs du standart

Concentration ds le ps-1 (ppb)

51V	63000.00	82Se	53000.00
52Cr	37000.00	98Mo	61000.00
55Mn	260000.00	107Ag	67000.00
57Fe	156000000.00	111Cd	70000.00
59Co	67000.00	115In	50000.00
61Ni	94000.00	118Sn	55000.00
65Cu	134000000.00	121Sb	55000.00
66Zn	210000000.00	197Au	47000.00
71Ga	50000.00	202Hg	57000.00
72Ge	50000.00	208Pb	67000.00
75As	65000.00	209Bi	7000.00



## Annexe 4.2. Limite de détection au LA-ICP MS

	limite de détection moyenne (ppb)	écart-type sur la LDD moyenne (ppb)	LLD minimum (ppb)
<b>51V</b>	96.79	55.68	36.76
<b>52Cr</b>	190.37	40.40	102.79
<b>55Mn</b>	86.24	20.97	49.08
<b>57Fe</b>	8853.52	2597.75	5066.22
<b>59Co</b>	41.44	13.95	13.54
<b>61Ni</b>	6145.88	3442.72	2377.96
<b>65Cu</b>	971.81	370.99	408.37
<b>66Zn</b>	567.16	215.61	205.33
<b>71Ga</b>	35.67	14.04	11.88
<b>72Ge</b>	168.48	70.27	49.46
<b>75As</b>	261.16	118.88	77.77
<b>82Se</b>	963.88	423.90	384.36
<b>98Mo</b>	56.22	17.43	31.70
<b>107Ag</b>	12.45	4.67	5.55
<b>111Cd</b>	30.75	10.84	13.37
<b>115In</b>	5.29	1.43	2.79
<b>118Sn</b>	64.80	25.62	27.45
<b>121Sb</b>	13.53	4.33	6.08
<b>197Au</b>	2.03	0.88	0.88
<b>202Hg</b>	87.07	23.42	51.53
<b>208Pb</b>	7.32	4.99	1.95
<b>209Bi</b>	0.29	0.09	0.15

## Annexe 4.3. Contenu en éléments traces des pyrites analysée par LA-ICP-MS.

Sample		55Mn	57Fe	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	71Ga	72Ge	75As	82Se	98Mo	107Ag	111Cd	115In	118Sn	121Sb	125Te	184W	197Au	202Hg	205Tl	208Pb	209Bi
		ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
152072b-15-spot11	152072b-15-spot10	42	60	<1	66	0.1	2.1	1	2.5	9	3	1.0	25	243	3	53	7	1	<0.5	2	1.0	<0.05	24	<1
	152072b-15-spot9	46	60	<1	91	0.1	2.3	1	2.9	13	3	1.0	22	266	3	54	5	1	<0.5	<0.1	1.0	<0.05	10	<1
	152072b-15-spot8	1	57	6	79	<0.1	<0.5	<1	2.8	14700	2	0.9	1	<1	<1	<1	2	2	<0.5	3	<0.5	<0.05	24	9
	152072b-15-spot7	5	59	9	70	<0.1	<0.5	<1	2.6	11760	2	1.0	3	<1	<1	<1	5	2	<0.5	8	0.5	<0.05	144	23
	152072b-15-spot16	31	59	<1	69	<0.1	1.7	1	2.9	14	2	0.8	18	193	2	37	5	2	<0.5	<0.1	1.1	<0.05	10	<1
	152072b-15-spot4	36	58	<1	67	0.1	2.2	1	3.2	18	3	0.8	18	247	3	80	6	2	<0.5	<0.1	1.3	<0.05	15	<1
	152072b-15-spot3	21	58	<1	71	<0.1	1.6	1	3.1	44	3	0.9	11	168	2	42	3	2	<0.5	<0.1	1.2	<0.05	10	<1
	152072b-15-spot2	37	58	<1	73	0.1	1.9	<1	3.0	16	3	0.8	20	212	2	38	4	2	<0.5	<0.1	1.1	<0.05	9	<1

152072b- 11-spot5	152072b- 11-spot34	152072b- 11-spot3	152072b- 11-spot2	152072b- 11-spot1	152072b- 15-spot18	152072b- 15-spot17	152072b- 15-spot15	152072b- 15-spot14	152072b- 15-spot13	152072b- 15-spot12
3	1	2	1	3	<1	<1	<1	3	44	54
51	48	49	47	51	60	61	60	61	60	60
7	2	5	4	5	2	7	4	1	<1	<1
55	53	45	56	42	87	95	92	89	84	85
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.3	2.7
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1
2.3	2.2	2.1	3.6	2.2	2.8	3.1	2.8	2.8	3.1	3.2
13890	12700	16880	6221	7450	14320	11020	17780	18030	44	42
2	2	3	1	2	3	4	3	3	3	3
0.7	0.7	0.7	0.5	0.7	1.0	1.0	1.0	0.9	1.0	1.0
4	2	2	2	19	1	0	2	2	22	33
<1	<1	<1	3	19	<1	3	<1	1	250	302
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	4
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	81	138
4	4	3	2	5	1	<1	3	2	12	9
2	2	2	4	1	1	1	1	1	1	1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
12	7	17	3	3	8	9	3	5	<0.1	<0.1
0.6	0.6	0.7	1.0	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.0	1.1
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
70	58	266	241	296	27	3	129	14	28	22
13	11	23	14	37	2	<1	11	<1	<1	<1

152072-4- spot1	152072b- 11-spot16	152072b- 11-spot18	152072b- 11-spot17	152072b- 11-spot15	152072b- 11-spot14	152072b- 11-spot13	152072b- 11-spot12	152072b- 11-spot11	152072b- 11-spot10	152072b- 11-spot9
15	3	1	98	<1	1	26	14	4	19	50
55	58	56	57	56	55	52	53	50	50	51
19	2	17	5	5	4	11	7	<1	8	9
102	70	65	65	67	69	50	53	53	52	51
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5
<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1
2.8	2.6	2.5	2.5	2.6	2.7	2.3	2.3	2.2	2.4	2.3
5843	17920	11380	15920	16930	17330	12810	17330	11190	3325	5863
3	3	2	2	2	2	2	2	3	3	3
0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8
10	292	7	7	148	5	8	4	10	26	2647
101	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	53	10
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
9	7	7	8	6	5	6	3	5	6	6
1	3	4	4	2	2	4	2	1	2	3
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
3	1231	11	23	497	11	15	12	16	105	10110
1.2	1.3	<0.5	0.5	1.3	0.6	0.5	0.5	0.6	0.8	9.5
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
176	51	260	976	4412	6268	7532	36	1086	3440	1915
<1	16	92	32	54	67	128	8	16	85	86

152072-4- spot12	152072-4- spot11	152072-4- spot10	152072-4- spot9	152072-4- spot8	152072-4- spot7	152072-4- spot6	152072-4- spot5	152072-4- spot4	152072-4- spot3	152072-4- spot2
3	15	52	71	15	3	35	34	9	2	39
55	55	52	53	54	55	56	55	55	57	54
13	2	2	2	25	8	<1	1	14	<1	<1
89	72	74	71	80	75	56	72	78	82	74
<0.1	<0.1	0.3	0.2	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
<0.5	2.2	7.0	4.9	<0.5	<0.5	1.8	1.9	0.5	<0.5	2.2
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
2.5	2.4	2.6	2.0	2.1	2.1	2.3	2.5	2.3	2.3	2.5
7811	256	226	386	17240	803	222	269	7573	1306	62
2	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2
1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	1.2	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9
8	4	37	20	9	6	45	17	5	3	33
20	162	738	569	21	2	220	252	58	<1	287
<1	<1	2	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
1	<1	9	11	<1	<1	4	4	1	<1	4
4	5	15	16	11	3	11	8	4	3	12
3	2	2	3	2	3	2	2	2	1	2
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
4	<0.1	2	2	8	1	2	6	10	<0.1	11
0.8	1.2	1.9	1.9	0.7	0.8	1.3	1.5	1.1	0.9	1.7
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
289	201	476	239	5087	502	53	34	380	33	51
<1	11	<1	<1	1	26	<1	<1	1	<1	<1

152072- 10spot8	152072- 10spot7	152072- 10spot6	152072- 10spot5	152072- 10spot4	152072- 10spot3	152072- 10spot2	152072- 10spot1	152072-4- spot16	152072-4- spot15	152072-4- spot13
336	9	2	6	11	5	2	3	4	32	4
71	69	69	69	69	69	70	69	58	57	56
42	17	11	2	4	5	4	20	69	2	7
94	83	93	79	72	85	102	104	85	76	76
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1
<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.7	<0.5
<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	1	<1
2.5	2.8	2.4	2.2	2.9	2.4	2.6	2.8	2.4	3.0	2.5
22820	1889	23890	27250	1547	22460	33950	24680	12060	269	1433
5	3	15	3	3	3	3	6	2	2	2
1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.0	0.9	1.1
7	19	3	6	25	181	4	8	119	40	10
<1	58	<1	<1	60	<1	<1	2	6	196	33
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<1	4	<1	<1	7	<1	<1	<1	<1	6	1
21	17	5	11	12	6	5	7	6	16	6
7	3	2	2	3	3	2	2	1	2	3
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
32	4	36	29	4	577	10	19	343	2	2
<0.5	0.6	<0.5	<0.5	0.6	1.6	<0.5	<0.5	1.7	1.2	0.8
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
1208	2533	134	714	708	341	219	1204	5702	9124	395
78	23	17	7	10	11	6	43	17	3	<1

152072- 11-spot9	152072- 11-spot8	152072- 11-spot7	152072- 11-spot6	152072- 11-spot10	152072- 11-spot4	152072- 11-spot3	152072- 11-spot2	152072- 11-spot1	152072- 10spot10	152072- 10spot9
10	68	2221	55	34	169	25	13	3	8	10
61	61	66	61	61	63	62	61	61	70	70
16	12	100	6	15	29	16	11	13	20	<1
71	102	115	100	105	93	89	96	85	100	99
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	0.6	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.7
1	2	8	2	<1	1	1	<1	<1	2	1
3.7	4.3	2.9	3.2	2.9	2.6	4.0	2.0	2.3	3.5	4.1
687	392	3521	387	813	2395	404	24170	25150	7740	451
6	2	5	3	6	9	3	3	6	3	2
1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	1.0	0.9	0.9	1.1	1.3
21	48	8	17	23	10	28	25	102	19	19
39	79	14	70	38	33	81	<1	<1	37	87
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
10	21	2	10	2	2	18	<1	<1	4	9
3	9	11	9	7	9	8	6	4	17	19
2	2	7	3	3	4	2	2	2	4	2
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<0.1	3	3	2	2	4	2	21	14	12	2
0.6	1.1	0.8	0.8	0.6	0.6	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	0.6
<0.05	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
1876	2604	2890	1160	3073	644	862	6030	5668	363	43
41	66	28	9	37	22	7	42	244	21	<1

152072-3- spot12	152072-3- spot11	152072-3- spot10	152072-3- spot8	152072-3- spot7	152072-3- spot5	152072-3- spot4	152072-3- spot3	152072-3- spot2	152072-3- spot1	152072-3- 11-spot11
14	11	3	1	20	3	<1	1	3	<1	19
88	83	86	83	83	82	81	80	79	76	59
6	26	5	<1	11	2	<1	2	<1	1	38
148	187	161	151	170	157	94	158	157	190	96
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2
3.1	4.0	3.7	3.5	3.6	3.4	2.2	3.0	3.0	3.6	3.0
3196	40180	1840	768	17130	7275	151	17050	664	18940	1267
3	3	3	4	3	4	3	3	3	3	5
1.6	1.5	1.7	1.4	1.4	1.5	1.5	1.3	1.5	1.3	1.0
264	4	8	5	3	10	4	12	8	5	17
<1	11	<1	<1	3	<1	<1	1	<1	1	45
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	7
9	15	6	5	7	4	6	12	7	8	14
5	6	3	3	4	3	3	3	3	3	3
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
993	5	2	2	7	35	<0.1	4	<0.1	3	5
1.2	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8	<0.5	0.6
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
3687	263	472	23	170	52	34	331	37	57	1171
140	43	23	<1	15	1	<1	<1	<1	<1	52



152010-2- spot7	152010-2- spot6	152010-5- spot5	152010-5- spot4	152010-5- spot3	152010-5- spot2	152010-5- spot1	152072-3- spot17	152072-3- spot16a	152072-3- spot16	152072-3- spot13
<1	2	57	10	20	339	801	15	13	65	20
59	58	59	59	57	60	63	30	17	79	86
<1	11	<1	<1	6	9	12	4	3	20	14
93	103	93	85	99	86	96	340	312	526	173
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	<1	1	<1	<1	1	2	1	1	2	1
2.7	2.8	3.8	2.6	2.9	2.6	3.1	9.8	8.8	18.5	3.8
7513	25870	5355	625	8203	16520	37620	35720	98240	41900	25160
3	3	3	3	3	4	4	11	11	23	4
1.0	0.9	1.0	1.0	0.9	1.0	1.2	1.4	1.3	2.9	1.5
9	21	41	37	342	277	20	64550	89090	12800	10370
10	7	20	22	17	5	2	<1	<1	4	<1
<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<1	1	1	<1	<1	<1	<1	1	1	2	<1
21	32	134	73	578	442	942	11	12	19	15
1	1	2	2	2	3	3	11	12	20	7
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
6	24	3	2	7	170	10	226300	231800	41260	34360
<0.5	<0.5	0.5	0.6	<0.5	7.8	<0.5	435.2	592.0	101.0	60.5
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
186	235	170	613	225	1191	2069	27	101	1098	595
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	32	29	58	39

2410-1- spot8	2410-1- spot7	2410-1- spot6	2410-1- spot5	2410-1- spot4	2410-1- spot3	2410-1- spot2	2410-1- spot1	152010-2- spot10	152010-2- spot9	152010-2- spot8
<1	128	1	2	<1	2	7	173	43	4	64
30	31	31	32	33	34	35	36	61	62	59
12	4	<1	<1	9	<1	<1	14	4	<1	6
58	56	49	54	65	56	52	72	103	91	108
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
1.2	1.2	1.7	2.1	1.2	1.9	1.7	1.3	2.7	4.3	2.6
9343	11200	68	50	10250	24	1122	11860	32200	275	36180
2	1	2	2	3	2	2	3	3	2	3
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5	0.5	1.0	1.1	1.1
0	1	4	8	0	8	21	1	25	41	12
<1	<1	26	31	<1	37	21	19	1	47	<1
<1	<1	2	2	<1	2	2	<1	<1	2	<1
<1	<1	6	8	<1	10	5	<1	<1	4	<1
<1	4	4	5	1	2	16	4	51	34	81
<1	1	1	<1	<1	1	1	1	2	1	2
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
3	4	<0.1	<0.1	5	<0.1	<0.1	6	23	1	41
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	1.0	<0.5
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<1	10	8	7	2	4	768	<b>62</b>	5194	27	377
<1	<1	<1	<1	<1	<1	6	<1	<1	<1	<1

2410a-1- spot2	2410a-1- spot11	2410-1- spot17	2410-1- spot16	2410-1- spot15	2410-1- spot14	2410-1- spot13	2410-1- spot12	2410-1- spot11	2410-1- spot10	2410-1- spot9
<1	5	140	2	3	4	182	<1	2	70	39
63	63	24	25	25	25	26	26	27	29	29
9	<1	<1	2	<1	<1	14	2	<1	<1	2
121	122	37	47	43	43	51	52	46	38	44
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1
<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
2.5	4.5	1.3	1.3	1.6	1.4	1.0	1.1	1.9	1.0	1.4
25780	25	151	5279	56	78	8455	11010	1269	114	3118
3	4	1	1	1	2	2	1	1	2	2
1.0	1.0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
0	22	6	73	9	9	1	0	31	3	6
<1	69	26	6	29	34	<1	<1	19	24	13
<1	5	1	<1	2	2	<1	<1	1	2	1
<1	19	5	2	5	4	<1	<1	6	3	3
<1	3	2	5	1	13	2	<1	9	4	8
1	1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
9	<0.1	<0.1	100	<0.1	<0.1	5	5	<0.1	<0.1	1
<0.5	1.0	0.5	0.5	0.6	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
<1	6	4	16	3	7	6	4	215	42	22
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	1	<1

2410-2- spot13	2410-2- spot12	2410-2- spot11	2410-2- spot10	2410-2- spot9	2410-2- spot8	2410-2- spot7	2410a-1- spot6	2410a-1- spot5	2410a-1- spot4	2410a-1- spot3
3	<1	18	2	107	705	3	<1	<1	31	8
60	61	61	61	62	61	61	61	60	61	64
<1	11	<1	<1	3	17	2	5	5	2	<1
114	131	121	118	115	146	113	98	121	109	102
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5
1	<1	2	1	1	2	<1	<1	<1	1	2
3.4	2.9	3.9	3.3	3.3	3.1	2.6	2.5	2.6	3.0	3.3
180	28170	84	2	5021	18790	3944	15430	26660	118	16
4	3	3	5	8	3	4	3	3	4	3
1.0	1.0	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
5	1	16	9	137	0	0	3	3	9	26
15	<1	54	49	19	<1	<1	4	<1	36	77
2	<1	2	7	2	<1	<1	<1	<1	3	5
4	<1	13	11	8	<1	<1	2	<1	8	16
11	<1	7	2	16	2	2	4	5	10	1
<1	<1	<1	<1	1	2	1	1	1	1	1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<0.1	5	<0.1	<0.1	218	4	<0.1	4	9	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	0.6	0.6	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.3
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
14	3	14	5	2590	3	4	5	1	15	3
2	<1	2	<1	25	<1	<1	<1	<1	<1	<1

j1987-3- spot6	j1987-3- spot5	j1987-2- spot4	j1987-2- spot3	j1987-2- spot2	j1987-2- spot1	2410-2- spot18	2410-2- spot17	2410-2- spot16	2410-2- spot15	2410-2- spot14
<1	1	<1	2	12	1	16	46	18	<1	19
61	64	62	61	62	63	57	58	58	60	59
81	161	<1	<1	<1	37	4	8	10	8	3
87	114	97	97	105	101	123	111	116	121	117
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	1
1.9	2.6	2.0	2.3	2.2	2.7	3.0	2.8	3.1	3.4	3.1
13500	16280	154	17050	3374	8360	33280	7316	1928	10960	33
5	3	3	2	2	3	4	6	3	4	4
0.9	0.9	1.0	0.9	0.9	1.2	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9
27	13	7	7	3	51	3	15	26260	5	9
2	6	3	<1	<1	<1	<1	3	9	13	44
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	3
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	5	8
9	9	7	10	8	14	12	9	16	4	8
2	2	2	2	1	3	1	1	3	<1	<1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
9	6	2	6	<0.1	33	2	<0.1	39250	11	<0.1
<0.5	<0.5	0.6	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	117.9	<0.5	<0.5
0.07	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
18900	5511	652	3208	1190	3310	15	3067	165	5	21
47	18	2	8	2	6	1	34	8	<1	2

j1987-5- spot17	j1987-5- spot16	j1987-5- spot15	j1987-5- spot14	j1987-5- spot13	j1987-3- spot12	j1987-3- spot11	j1987-3- spot10	j1987-3- spot9	j1987-3- spot8	j1987-3- spot7
<1	<1	<1	<1	1	3	1	1	1	2	2
58	57	57	57	58	62	64	63	63	60	62
3	32	82	98	38	61	29	17	139	70	37
103	92	89	112	118	106	112	114	104	85	83
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	4.1	0.5	<0.5	1.0	<0.5	<0.5
<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1
2.3	1.9	1.8	2.3	2.5	4.4	2.6	2.8	2.7	1.7	1.9
2416	15180	21430	17650	17660	19080	19390	20180	13800	16820	15870
2	3	3	2	3	3	2	3	3	6	4
0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9
4	9	13	4	2197	11	3	6	8	43	23
<1	<1	<1	<1	<1	161	24	<1	40	<1	11
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
6	10	8	3	6	11	5	4	6	15	7
1	<1	<1	<1	2	2	2	1	<1	2	2
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
1	4	9	6	3420	9	8	6	4	8	6
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	5.4	1.9	0.6	<0.5	0.8	<0.5	0.6
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	0.11	0.06
13	3148	6277	1563	835	3553	35	2783	4279	19940	14400
<1	9	19	5	2	9	1	8	10	58	40

j1987-1a- spot25	j1987-4- spot24	j1987-4- spot23	j1987-4- spot22	j1987-4- spot21	j1987-4- spot20	j1987-6- spot19	j1987-6- spot18
6	3	<1	<1	<1	1	<1	4
58	52	61	60	57	60	58	58
70	19	<1	<1	15	31	<1	91
138	798	126	109	79	63	113	132
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
3.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
3.8	15.0	3.2	2.8	2.9	2.2	3.0	2.4
14820	32920	17380	16320	9567	11880	15120	232700
3	<1	3	3	3	3	3	5
0.9	1.6	1.0	1.0	0.8	0.9	1.0	2.5
1158	16	4	2	4592	22	0	61160
158	<1	<1	<1	8	5	<1	2
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1
7	24	10	1	20	19	3	53
2	9	2	2	5	3	<1	24
<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
1602	7	5	<0.1	7726	2	<0.1	118400
5.1	4.8	0.6	0.6	12.5	0.7	<0.5	128.8
<0.05	0.07	<0.05	<0.05	0.06	0.05	<0.05	0.07
3617	1801	16	6	17660	12440	3	1875
8	7	<1	<1	22	10	<1	6

**Annexe 5.1. Tableau des échantillons pour l'étude des inclusions fluides.**

Échantillon	Veine	Est	Nord	Élévation
CG0609	Glorita	210615.67	9148078.00	2405
CJ0609	Jimena	209719.66	9148286.17	1863
CJ0809	Jimena	210047.63	9148714.04	1797
CJ1009	Jimena	210047.63	9148714.04	1797
CJ1209	Jimena	209876.95	9148514.98	1843
CJ1409	Jimena	210044.80	9148510.50	1844
CJ2009	Jimena	210099.50	9148572.54	1815
CK0309	Karola	211866.00	9146041.07	1700
CK0409	Karola	211865.08	9145974.81	1667
CCN0209	Consuelo	211824.86	9142626.70	2577
CCN0609	Consuelo	211960.70	9142728.56	2447
CMR0109	Maria Rosa	214501.94	9140083.99	2410
CCH0109	Choloque	211623.29	9144972.42	1614
COA-2	Angelina	215136.40	9139923.00	2520
COG-3	Glorita 2	210881.20	9148240.20	1847
COA-4	Atahualpa	213182.90	9142352.00	2470
COA-6A	Atahualpa	213113.99	9142452.66	2475
COJ-9	Jimena	210028.30	9147852.02	2017
COJ-14	Jimena	210067.30	9147803.00	2027
EC4-09	Consuelo	211856.40	9143069.90	2539
EC4-07	Consuelo	211857.40	9143070.90	2539



## Annexe 5.2. Valeurs microthermométriques des inclusions fluides

### Veine Jimena

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
CJ0609-TA1		90			-0.1	Qz
CJ0609-TA1		90			-0.1	Qz
CJ0609-TA1		90			-0.1	Qz
CJ0609-TA1		20	-28.3			Qz
CJ0609-TA1		20	-49.6	-14.3	290	Qz
CJ0609-TA1		20	-36.2	-22.9		Qz
CJ0609-TA1		30	-23.2			Qz
COJ-TE1		20	-26.3	-11.4		Qz
COJ-TE1		20	-19.6	-2.6		Qz
COJ-TE1		10		-9.8		Qz
COJ-TE1		20	-50.2	-10.1	255	Qz
COJ-TE1		30		-7.6		Qz
COJ-TE1		15		-19.2		Qz
COJ-TE1		30	-22.4	-9.6		Qz
CJ0809-T4		20		-1.1		Qz-II
CJ0809-T4		15				Qz-II
CJ0809-T4		15				Qz-II
CJ0809-T4		15		-5.2		Qz-II
CJ1409		30				Qz
CJ1409		40		-6.7		Qz
CJ0809-T4		35	-58.2	-8.9	345.1	Qz
CJ0809-T4		20			217.8	Qz
CJ0809-T4					235	Qz
CJ0809-T4		30	-64.1	-47.8	-6.6	Qz
CJ1009-t4				-12.2	310	Qz
COJ-TE1					242.3	Qz
COJ-TE1					263.8	Qz
COJ-TE1					310	Qz
COJ-TE1					280.1	Qz
COJ-TE1		20			210	Qz
COJ-TE1		30			189.9	Qz
COJ-TE1		50			256.2	Qz
COJ-TE1		40			295	Qz
CJ0809-T4		20			266.1	Qz
CJ0609-TA1		30			314.6	Qz
CJ0609-TA1		35			372.2	Qz
CJ0609-TA1		35			375.9	Qz

CJ0609-TA1	40	380	Qz
CJ0609-TA1		348	Qz
CJ0809-T4	20	266.1	Qz
COJ-TE1	30	210	Qz
COJ-TE1	35	189.2	Qz
COJ-TE1	40	256.2	Qz
COJ-TE1	30	270.3	Qz
COJ-TE1	30	242.3	Qz
COJ-TE1	30	325	Qz
COJ-TE1	20	280.9	Qz
COJ-TE1		263.8	Qz
CJ0609-TA1	25	244.6	Qz
CJ0609-TA1	25	355.1	Qz
CJ0609-TA1	25	189.6	Qz
CJ0609-TA1	25	517.7	Qz
CJ1009-t4	20	330.5	Qz

### Veine Angelina

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
COA-2		20			228.8	Qz
COA-2		10			363.5	Qz

### Veine Atahualpa

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
COA4-T1T2					174	Carb
COA6-6AT6		10		-14.2	143.7	Carb
COA6-6AT6		10			145.6	Carb
COA6-6AT6		10			148	Carb
COA-6AT6		25		-14	148	Carb
COA4-T1T2		20	-18.1	-3.1		Qz
COA4-T1T2		30	-19.1	-8.8		Qz
COA4-T1T2		25	-18.8	-4.7		Qz
COA4-T1T2		25	-21.4	-8.9		Qz
COA4-T1T2		30		-5.7		Qz
COA4-T1T2		20		-6.1		Qz
COA4-T1T2		<10		-8.2		Qz
COA4-T1T2		25	-19.4	-10.8	153.9	Qz

COA4-T1T2	20		-4.7	147.2	Qz
COA4-T1T2	25	-18.8	-6.1	135.8	Qz
COA4-T1T2	10		-8.6		Qz
COA4-T1T2	20	-11.1	-7.2		Qz
COA4-T1T2	25	-20.8	-10.2		Qz
COA4-T1T2	20	-21.3	-14.2	148.2	Qz
COA4-T1T2	15	-19.3	-6.3	157.1	Qz
COA4-T1T2	20	-21.9	-5.4	155.2	Qz
COA4-T1T2	<10	20.1	-1.7		Qz
COA4-T1T2	30		-6.1		Qz
COA4-T1T2	30	-15.8	-4.6		Qz
COA4-T1T2	30		-16		Qz
COA4-T1T2	20		-9.3		Qz
COA4-T1T2	<10		-9.9		Qz
COA4-T1T2	20		-8.7		Qz
COA4-T1T2	20		-18.9		Qz
COA4-T1T2	20		-15.9		Qz
COA4-T1T2	20		-17.5		Qz
COA4-T1T2	25	-38.6	-12.6		Qz
COA4-T1T2	20	-38.5	-14.7		Qz
COA4-T1T2	25		-4.8		Qz
COA4-T1T2	50	27.4	-2.2		Qz
COA4-T1T2	25		-20.3		Qz
COA4-T1T2	25		-21.1		Qz
COA4-T1T2	25		-21.1		Qz
COA4-T1T2	20		-3.8		Qz
COA4-T1T2	30		-5.2		Qz
COA4-T1T2	20		-6.6		Qz
COA4-T1T2	40		-6.3		Qz
COA4-T1T2	30			205.1	Qz
COA6-6AT3	30		-14.9		Qz
COA6-6AT3	50		-15.7		Qz
COA6-6AT3	30		-7.6		Qz
COA-6AT6	25		-14.2	143.7	Qz
COA-6AT6	20		-14.1	145.6	Qz

## Veine Consuelo

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
EC4-9t5t4		20		-23.5	-4.5	233.5 Qz
EC4-9t5t4		20			-22	Qz
EC4-9t5t4		<10		-31.7	-1.3	Qz
EC4-9t5t4		20			-6.7	234.4 Qz
EC4-9t5t4		15		-18.2	-3.2	Qz
EC4-9t5t4		20	-65.2	-31.2	-11.8	250.6 Qz
EC4-9t5t4		20		-41.7	-12.9	202.6 Qz
EC4-9t5t4		20	-63.2		-28.3	181.2 Qz
EC4-9t5t4		30		-31.2	-2.3	Qz
EC49-IV		20		-49.3	-8.3	Qz
EC49-IV		15	-60	-54.4	-29.7	Qz
EC49-IV		25		-33.4	-3.7	Qz
EC49-IV		<10		-28.7	-8.1	Qz
EC49-IV		30	-59.5		-6.3	Qz
EC49-T1		30	-62.2		-4.5	Qz
EC49-T1		30	-59.8	-30.2	-14.3	Qz
EC49-T1		<10			0	Qz
EC49-T1		<10				Qz
EC49-T1		30		-50.4	-29.3	Qz
EC49-T1		30		-39.4	-6.4	Qz
EC49-T1		50		-28.2	-16.1	Qz
EC49-T1		<10			-17.3	
EC49-T1		20		-21.1	-10.1	Qz
EC49-T1		<10		-28.5	-19.3	Qz
EC49-T1		15	-60.2	-60.2	-31.7	Qz
EC49-T1		25		-28.1	-20.5	Qz
EC49-T1		<10			-14.7	Qz
EC49-T1		15		-34.2	-13.8	Qz
CCN0609		15			-7.2	Qz
CCN0609		10			-7.1	Qz
CCN0609		<10			-17.5	Qz
CCN0609		<10		-25.4	-14.5	Qz
CCN0609		<10		-20.3	-7.4	Qz
CCN0609		<10			-9.8	Qz
CCN0609		<10			-7.7	Qz
EC49-IV		25		-28.3	-10.7	Qz
EC49-IV		<10			-7.5	Qz
EC49-IV		15			-1.1	Qz
EC49-IV		10		-39.2	-16.3	Qz

EC49-IV	25		-33.8	-16.9		Qz
EC49-IV	20			-19.9		Qz
EC4-9t5t4	20			-18.6		Qz
EC4-9t5t4	20			-4.3		Qz
EC4-9t5t4	40			-28.1		Qz
EC4-9t5t4	20			-13.1		Qz
EC4-9t5t4	30			-18.6		Qz
EC4-9t5t4	30		-44.5	-31.6		Qz
EC4-9t5t4	70			-9.6		Qz
EC4-9t5t4	10			-47.2		Qz
EC4-9t5t4	30	-58.2		-21.3		Qz
EC4-9t5t4	20			-21.8		Qz
EC4-9t5t4	30	-58.2	-42.3	-40.1		Qz
CCN0609	20			-16.2		Qz
CCN0609	25	-58.3		-18.2		Qz
CCN0609	30	-62.2		-18.8		Qz
CCN0609	20	-58		-19.8		Qz
EC4-9t5t4	20	-58.3		-23.2		Qz
EC4-9t5t4	25			-40.8		Qz
EC4-9t5t4	25	-63.2		-18.2		Qz
EC4-9t5t4	15	-58.3	-16.2	-8.1	153.2	Qz
EC4-9t5t4	60	-58.3	-16.2	-8.1	280.1	Qz
EC4-9t5t4	35				215.5	Qz
EC4-9t5t4	35	57.2			200.5	Qz
EC4-9T1				-24.3	232.4	Qz
EC4-9T1					243.7	Qz
EC4-9T1					209.3	Qz
EC4-9T1					243.5	Qz
EC4-9T1					232.4	Qz
EC4-9T1					189.2	Qz
CCN0609						Qz
CCN0609-T1	15			-3.3	103.2	Qz
CCN0609-T1	20			-9.5	278	Qz
CCN0609	40			-13.1	256.8	Qz
EC49-T5T4					132.6	Qz
EC49-TIII					181.5	Qz
EC49-TIII					244.6	Qz
EC79-T5T4	25		-47.2	-15.2		Qz
EC79-T5T4	25	-58	-39.9	-21.1		Qz
EC79-T5T4	20			-12.3		Qz
EC79-T5T4	30	-58.2		-40.1		Qz
EC49-T1	25			-24	147.8	Qz

EC49-T1	25			-24.3	232.4	Qz
EC49-T1	30				243.5	Qz
EC49-T1	25				209.3	Qz
EC49-T1	25				243.7	Qz
EC49-T1	20				189.2	Qz
EC49-T1	35				242.2	Qz
CC0609					147.2	Qz
CC0609					156.1	Qz
CC0609					230.9	Qz
EC49-T5T4	35				280.1	Qz
CCN0609	20			-5.8	232.9	Qz
CCN0609	20			-5.9	178.3	Qz
CCN0609	30				198.5	Qz
CCN0609	20				216.9	Qz
CCN0609					218.8	Qz
CCN0609	30				180.3	Qz
EC49-TIII	40	-58.1	-41.1	-19.9		Qz
EC49-TIII	35			-19.9		Qz
EC49-TIII	30			-7.7	237.9	Qz
EC49-TIII	40			-8.3	203.8	Qz
EC49-TIII	25		-44.5	-44.5	105.9	Qz
EC49-TIII	25			-21.3	200.3	Qz
EC49-TIII	40			-18.3	249.8	Qz
EC49-TIII	20			-19.8	207.8	Qz
EC49-TIII	30			-18.2	224.5	Qz
EC49-TIII	25			-18.3	214.2	Qz
EC4-9T4T5	15				181.4	Qz
EC4-9T4T5	10				149.8	Qz
EC4-9T4T5	30				220.4	Qz
EC4-9T4T5	40				295.7	Qz
EC4-9T4T5	60				420	Qz

### Veine Glorita

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
COG-3		30	-56.8	-38.1		167 Qz
COG-3		40	-66.6	-48.1	-19.2	228.3 Qz
COG-3		35	-65.3			157.2 Qz
COG-3		30		-42.2	-6.3	Qz

## Veine Maria Rosa

Echantillon	V <sub>gaz</sub>	T°CO <sub>2</sub>	T° <sub>e</sub>	T° <sub>f</sub>	T° <sub>h</sub>	Minerale
CMR0109 T1-T2	90	-65.2	-30.2			Qz
CMR0109 T1-T2	50		-47		330	Qz
CMR0109 T1-T2	25		-31.6	-9.8	330	Qz
CMR0109 T1-T2	25		-34.5	-9.6	330	Qz
CMR0109 T1-T2	40			-0.5		Qz
CMR0109 T1-T2	40		-27.2	-3.9		Qz
CMR0109 T1-T2	<10			-8.7		Qz
CMR0109 T1-T2	30		-28.2			Qz
CMR0109 T1-T2	40			-5.8		Qz
CMR0109 T1-T2	30			-5.1		Qz
CMR0109 T1-T2	entre 30 et 40		-31.2	-5.3	310	Qz
CMR0109 T1-T2	<10			-6.5		Qz
CMR0109 T1-T2	<10			-3.2		Qz
CMR0109 T1-T2	entre 20 et 25		-33.3	-0.1		Qz
CMR0109 T1-T2	40		-39.5	-3.1		Qz
CMR0109 T1-T2	<10			-17.3		Qz
CMR0109 T1-T2	20		-32.4	-9.7		Qz
CMR0109 T1-T2	20		-34.8	-9.8		Qz
CMR0109 T1-T2	30			-22.2		Qz
CMR0109 T1-T2	25			-18.5		Qz
CMR0109 T1-T2	25			-18.9		Qz
CMR0109 T1-T2	30			-26.3		Qz
CMR0109 T1-T2	10	-56.6	-32.7	-14.5		Qz
CMR0109 T1-T2	15	-61.5	-44.4	-4.9		Qz
CMR0109 T1-T2	20			-15.7		Qz
CMR0109 T1-T2	60			-7.8		Qz
CMR0109 T1-T2	60			-5.2		Qz
CMR0109 T1-T2	20					Qz
CMR0109-T1T2	60					Qz
CMR0109-T1T2	20			-20.3		Qz
CMR0109-T1T2	40					Qz
CMR0109-T1T2	30					Qz
CMR0109-T1T2	50					Qz
CMR0109-T1T2	70			-8.5		Qz
CMR0109-T1T2	90	entre -72,4 et -68,2	-28.2	-6.1		Qz
CMR0109-T1T2	45	entre -85 et -66.6	-28.2	-5.2		Qz
CMR0109-T1T2	45	entre -83,1 et -	-49.2	-6.6	349.3	Qz

	66.6				
CMR0109-T1T2	50	entre -85 y -63.9	-19.5	-6.1	349.3 Qz
CMR0109-T1T2	50				348 Qz
CMR0109-T1T2	30			-9.2	245.6 Qz
CMR0109-T1T2	75			-5.5	385 Qz
CMR0109-T1T2	35			-5.7	349 Qz
CMR0109-T1T2	50				245.6 Qz
CMR0109-T1T2	55				333.4 Qz
CMR0109-T1T2	45				350.2 Qz
CMR0109-T1T2	50				380.3 Qz
CMR0109-T1T2	35				340.1 Qz
CMR0109-T1T2	30				315.2 Qz
CMR0109-T1T2	45				334.8 Qz
CMR0109-T1T2	60				317.3 Qz
CMR0109-T1T2	40				350.1 Qz
CMR0109-T1T2	50				392.2 Qz
CMR0109-T1T2	65				436.2 Qz
CMR0109-T1T2	65				460.1 Qz
CMR0109-T1T2	90				471.9 Qz
CMR0109-T1T2	65				420.6 Qz
CMR0109-T1T2	45				442.1 Qz
CMR0109 T1-T2	15				Sph
CMR0109 T1-T2	15				Sph
CMR0109 T1-T3	15				Sph
CMR0109 T1-T2	15				Sph
CMR0109 T1-T2	30				Sph
CMR0109 T1-T2	15				Sph
CMR0109 T1-T2	15				Sph
CMR0109 T1	40	-66	-33.8		Sph
CMR0109 T1	40		-39.3	-2.9	Sph



### Annexe 5.3. Données des presions calculées selon les températures de piégeage

Échantillon	T°C	P° (MPa)	Échantillon	T°C	P° (MPa)
CMR0109T2T3-5	300	29	EC49-T5T4-12	300	10
CMR0109T2T3-5	350	75	EC49-T5T4-12	350	52
CMR0109T2T3-5	400	118	EC49-T5T4-12	400	92
CMR0109T2T3-5	450	159	EC49-T5T4-12	450	131
CMR0109T2T3-5	500	197	EC49-T5T4-12	500	167
CMR0109T2T3-5	550	233	EC49-T5T4-12	550	202
CMR0109T2T3-5	600	267	EC49-T5T4-12	600	233
EC49-T5T4-12	300	82	CJ0809T4-25	300	12
EC49-T5T4-12	350	160	CJ0809T4-25	350	71
EC49-T5T4-12	400	236	CJ0809T4-25	400	127
EC49-T5T4-12	450	311	CJ0809T4-25	450	182
EC49-T5T4-12	500	382	CJ0809T4-25	500	239
EC49-T5T4-12	550	450	CJ0809T4-25	550	283
EC49-T5T4-12	600	514	CJ0809T4-25	600	328
CMR0109T2T3-7	300	26	CJ0809T4-22	300	64
CMR0109T2T3-7	350	65	CJ0809T4-22	350	125
CMR0109T2T3-7	400	102	CJ0809T4-22	400	182
CMR0109T2T3-7	450	137	CJ0809T4-22	450	238
CMR0109T2T3-7	500	170	CJ0809T4-22	500	290
CMR0109T2T3-7	550	201	CJ0809T4-22	550	339
CMR0109T2T3-7	600	229	CJ0809T4-22	600	386
CMR0109T2T3-6	300	10	EC49-T5T4-13	300	0.1
CMR0109T2T3-6	350	41	EC49-T5T4-13	350	19
CMR0109T2T3-6	400	71	EC49-T5T4-13	400	42
CMR0109T2T3-6	450	98	EC49-T5T4-13	450	64
CMR0109T2T3-6	500	125	EC49-T5T4-13	500	84
CMR0109T2T3-6	550	149	EC49-T5T4-13	550	104
CMR0109T2T3-6	600	172	EC49-T5T4-13	600	121
CJ009-32	300	0			
CJ009-32	350	41			
CJ009-32	400	89			
CJ009-32	450	136			
CJ009-32	500	180			
CJ009-32	550	222			
CJ009-32	600	261			